

Una aproximación multidisciplinar al estudio de las fallas activas, los terremotos y el riesgo sísmico



Editores:

José A. Álvarez Gómez
Fidel Martín González

Segunda reunión Ibérica sobre fallas activas y paleosismología

Lorca (Murcia, España), del 22 al 24 de octubre de 2014

Volumen de resúmenes



9 788461 720491

**Una aproximación multidisciplinar
al estudio de las fallas activas,
los terremotos y el riesgo sísmico**

Una aproximación multidisciplinar al estudio de las fallas activas, los terremotos y el riesgo sísmico

Editores:

José A. Álvarez Gómez

Fidel Martín González



Lorca (Murcia, España), del 22 al 24 de Octubre de 2014.

ORGANIZAN



PATROCINAN



Los trabajos contenidos en el presente volumen deberán citarse de la siguiente manera:

Alonso-Henar, J. y Jiménez-Díaz, A. (2014). Análisis de la fracturación y reología del Sistema Central. En: Una aproximación multidisciplinar al estudio de las fallas activas, los terremotos y el riesgo sísmico (J.A. Álvarez-Gómez y F. Martín González, Eds.), pp. 2-5. Segunda reunión ibérica sobre fallas activas y paleosismología, Lorca, (Murcia, España).

Fotografía de portada: detalle de estructuras de deformación de la Falla de Carrascoy.

ISBN 978-84-617-2049-1

© Los autores

Editores: José A. Álvarez Gómez y Fidel Martín-González

Ayudantes de edición: Jorge Alonso Henar y Alberto Jiménez Díaz

Diseño y fotografía de portada: José A. Álvarez Gómez

Impreso por el “Instituto Geológico y Minero de España”

Segunda reunión Ibérica sobre fallas activas y paleosismología.

Lorca (Murcia, España), del 22 al 24 de Octubre de 2014.

Comité de Honor:

D. Francisco Jódar Ilmo. Alcalde de Lorca	Dr. Jorge Civis Director del IGME	Dr. Emilio Carreño Herrero Director de la Red Sísmica Nacional	D^a. M^a Fernanda Arbaizar Barrios Jefa de Servicio de Protección Civil Murcia
---	---	--	--

Coordinadores:

José Martínez Díaz Universidad Complutense de Madrid - IGEO (CSIC-UCM)	Eulàlia Masana Closa Universitat de Barcelona	Miguel A. Rodríguez Pascua Instituto Geológico y Minero de España
---	---	---

Comité Organizador:

Jorge Alonso Henar Universidad Complutense de Madrid José A. Álvarez Gómez Universidad Complutense de Madrid Joao Cabral Universidade de Lisboa Carolina Canora Instituto Superior Técnico de Lisboa Ruben Dias LNEG: Laboratório Nacional de Energia e Geologia de Portugal Anna Echeverría Universitat de Barcelona Marta Ferrater Universitat de Barcelona	Julián García Mayordomo Instituto Geológico y Minero de España Jorge Giner Universidad Autónoma de Madrid Eulàlia Gràcia Institut de Ciències del Mar - CSIC Juan M. Insua Arévalo Universidad Complutense de Madrid Alberto Jiménez Díaz Universidad Complutense de Madrid - IGEO (CSIC-UCM) Giorgi Khazaradze Universitat de Barcelona Juan A. López Martín IES R. Arcas de Lorca	Fidel Martín Universidad Rey Juan Carlos Francisco Martínez Made2Dream, Lorca Catarina Moniz LNEG: Laboratório Nacional de Energia e Geologia de Portugal María Ortuño Universitat de Barcelona Raimon Pallàs Universitat de Barcelona Hector Perea Institut de Ciències del Mar - CSIC Emilio Rodríguez Escudero Universidad Autónoma de Madrid Martín J. Rodríguez Peces Universidad Complutense de Madrid
--	--	--

Comité Científico:

Pedro Alfaro (UA-ESP) Jorge Alonso Henar (UCM-ESP) José A. Álvarez-Gómez (UCM-ESP) José Luis Arlegui (UNIZAR-ESP) José Miguel Azañón (UGR-ESP) Rafael Bartolomé (ICM-CSIC-ESP) Marta Bejar (IGME-ESP) Kelvin Berryman (GNS-NZ) Glenda Besana-Ostman (IST-POR) Joao Cabral (ULISB-POR) Carolina Canora (CERENAPOR) Pedro Cunha (UCOIM-PORT) Gerardo de Vicente (UCM-ESP) Anna Echeverría (UB-ESP) Antonio Estévez (UA-ESP) Carlos Fernández (UHU-ESP) Marta Ferrater Gomez (UB-ESP) Joao Fonseca (IST-POR) Jesús Galindo Zaldivar (UGR-ESP) Eduardo Garcia Melendez (ULe-ESP) Julián García-Mayordomo (IGME-ESP)	Francisco J. García-Tortosa (UJA-ESP) Antonio J. Gil (UJA-ESP) Jorge L. Giner-Robles (UAM-ESP) Álvaro González (UNIZAR-ESP) José Luis Goy (USAL-ESP) Eulàlia Gracia (UTM-CSIC-ESP) Francisco Gutiérrez (UNIZAR-ESP) Juan M. Insua-Arévalo (UCM-ESP) Giorgi Khazaradze (UBA-ESP) Paloma Lafuente (UNIZAR-ESP) Javier Lario (UNED-ESP) Carlos Liesa (UNIZAR-ESP) Pedro Lucha (UNIZAR-ESP) Adolfo Maestro (IGME-ESP) Fidel Martín-González (URJC-ESP) Iván Martín-Rojas (UA-ESP) José Jesús Martínez-Díaz (UCM-ESP) Eulàlia Masana (UB-ESP) Luis Matias (IdL-PORT) Alfonso Muñoz (UCM-ESP) Eliza Nemzer (ULISB-POR)	María Ortuño (UB-ESP) Raimon Pallas (UB-ESP) Héctor Perea (ULISB-POR) Klaus Reicherter (RWTH-GER) Martin Rodriguez Peces (UCM-ESP) Miguel A. Rodríguez-Pascua (IGME-ESP) Patricia Ruano (UGR-ESP) Mario Sánchez-Gómez (UJA-ESP) Pere Santanach (UBA-ESP) Miguel Ángel Santoyo (UCM-ESP) Carlos Sanz de Galdeano (UGR-ESP) Pablo G. Silva (USAL-ESP) Juan Ignacio Soto (UGR-ESP) Alejandra Staller Vázquez (UPM-ESP) Rosa Tejero (UCM-ESP) Juan Tomás Vázquez (IEO-ESP) Pilar Villamor (GNS-NZ) Susana Villanova (ULISB-POR) Caridad Zazo (CSIC-ESP)
--	---	--

Índice

Sesión 1: Fallas activas cuaternarias en la zona continental de Iberia

S1-01 - C. Moniz, J. Cabral A FALHA DE PINHAL NOVO – ALCOCHETE NO CONTEXTO DA NEOTECTÓNICA DO VALE INFERIOR DO TEJO	3
S1-02 - C. Canora, S. Vilanova, G. Besana-Ostman, S. Heleno, L. Pinto y J. Fonseca EVIDENCIAS MORFOTECTÓNICAS Y PALEOSÍSMICAS DE ACTIVIDAD CUATERNARIA EN LA ZONA DE FALLA DEL VALLE BAJO DEL TAJO, PORTUGAL CENTRAL	7
S1-03 - P.M. Figueiredo, J.Cabral and T.K.Rockwell PLEISTOCENE MARINE TERRACES AS EVIDENCE FOR SW PORTUGAL REGIONAL UPLIFT	11
S1-04 - F. Martín-González NUEVOS DATOS DE TECTÓNICA ACTIVA Y VELOCIDADES DE FALLAS EN GALICIA: RESULTADOS PRELIMINARES	15
S1-05 - M. Ferrater, M. Ortuño, E. Masana, H. Perea, S. Baize, J.J. Martínez-Díaz, R. Pallàs, E. García-Meléndez, A. Echeverría, O. Corominas y T. Rockwell PRIMEROS VALORES DE VELOCIDAD DE DESLIZAMIENTO LATERAL EN LA FALLA ALHAMA DE MURCIA BASADOS EN TRINCHERAS 3D	19
S1-06 - E. Masana, M. Ortuño, M. Ferrater, H. Perea, S. Baize, A. Echeverria, R. Pallàs, E. García Meléndez, J.J. Martínez-Díaz, T. Rockwell CUERPOS DE GRANULOMETRIA FINA COMO EVIDENCIA DE PALEOTERREMOTOS EN EL REGISTRO GEOLOGICO DE LA FALLA DE ALHAMA DE MURCIA	23
S1-07 - R. Martín-Banda, J.M. Insua-Arévalo, J. García-Mayordomo, A.E. Salazar-Rincón, E. Rodríguez-Escudero, J.A. Álvarez-Gómez, J.J. Martínez-Díaz EVIDENCIAS CUATERNARIAS DE DEFORMACIÓN SINISTRAL INVERSA EN EL SEGMENTO NE DE LA FALLA DE CARRASCOY (MURCIA, ESPAÑA)	27
S1-08 - R. Martín-Banda, J. García-Mayordomo, J.M. Insua-Arévalo, A.E. Salazar-Rincón, E. Rodríguez-Escudero, J.A. Álvarez-Gómez, J.J. Martínez-Díaz, A. Medialdea, M.J. Herrero NUEVA SEGMENTACIÓN DE LA FALLA DE CARRASCOY (SE DE ESPAÑA). POTENCIAL SISMOGÉNICO DEL SEGMENTO SO	31
S1-09 - L.A. Pérez-Valera, M. Sánchez-Gómez, A. Azor y F. Pérez-Valera ACTIVIDAD CUATERNARIA DEL SISTEMA DE ESTRUCTURAS ASOCIADO A LA FALLA DE SOCOVOS (BÉTICAS ORIENTALES)	35
S1-10 - I. Martín-Rojas, P. Alfaro y A. Estévez CARACTERIZACIÓN ESTRUCTURAL Y ACTIVIDAD TECTÓNICA RECIENTE DE LA FALLA DE CREVILLENTE	39
S1-11 - K. Reicherter, T. Wiatr, I. Papanikolaou, J. Mason, S. Schneiderwind, y C. Grützner MEDITERRANEAN ACTIVE NORMAL FAULTS SCANNED WITH T-LIDAR: WHAT HAVE WE LEARNED?	43
S1-12 - G. Mas, B. Gelabert y J.J. Fornós EVIDENCIAS DE DESPLAZAMIENTO DIRECCIONAL DE LA FALLA DE SENCELLES (MALLORCA, ISLAS BALEARES)	47
S1-13 - A.I. García Lacosta, Ó. Pueyo, L.E. Arlegui, C.L. Liesa, L. Ezquerro y J.L. Simón LA ZONA DE FALLA RECIENTE DE SIERRA PALOMERA (FOSA DEL JILOCA, CORDILLERA IBÉRICA): CONTRIBUCIÓN DE LA PROSPECCIÓN GEOFÍSICA A LA CARACTERIZACIÓN ESTRUCTURAL	51

S1-14 - L. Martín Bello, L.E. Arlegui, L. Ezquerro, C.L. Liesa y J.L. Simón LA FALLA DE CALAMOCHA (FOSA DEL JILOCA, CORDILLERA IBÉRICA): ESTRUCTURA Y ACTIVIDAD PLEISTOCENA	55
S1-15 - J.M. Azañón, J. Morales, D. Stich, F.J. Roldán, J.V. Pérez-Peña, R. Martín, J.V. Cantavella, J.B. Martín, F. Mancilla and A. González-Ramón LA CURVATURA ACTIVA DE LA TERMINACIÓN ORIENTAL DE LA CUENCA DEL GUADALQUIVIR: EL DESENCADENANTE DEL ENJAMBRE SÍSMICO DE TORREPEROGIL	59
S1-16 - M. Sánchez-Gómez, F. Pérez-Valera, J.A. Peláez, J. Henares-Romero y L.A. Pérez-Valera FALLAS ACTIVAS EN LA TERMINACIÓN MERIDIONAL DEL ARCO DE CAZORLA: EL SISTEMA DE FALLAS DE COLLEJARES	63
S1-P1 - Y. Bouhadad, R. Bensalem, E.H. Oubaiche EARTHQUAKE GEOLOGY ALONG THE SOUTHERN BORDER OF THE ORAN (ALGERIA) QUATERNARY PLAIN	67
S1-P2 - R. Ghribi, R. Jallouli, S. Bouaziz, K. Attafi, N. Bahrouni and N. Ben Ayed QUATERNARY ACTIVE FAULTS IN TUNISIA	71
S1-P3 - M. Sánchez Gómez, J. A. Peláez, F. J. García Tortosa, F. Pérez Valera y C. Sanz de Galdeano FALLAS Y DEFORMACIÓN RECIENTE EN TORREPEROGIL (CUENCA DEL GUADALQUIVIR): RELACIONES CON LA SERIE SÍSMICA DE 2012-13	75
Sesión 2: Fallas activas cuaternarias en áreas marinas	
S2-01 - Sara Martínez-Loriente, Eulàlia Gràcia, Rafael Bartolome, Valentí Sallarès, y Hèctor Perea ACTIVE FAULTING IN THE MESOZOIC OCEANIC LITHOSPHERE OFFSHORE THE SW IBERIAN MARGIN. SIGNIFICANCE FOR EARTHQUAKE AND TSUNAMI HAZARD	81
S2-02 - M.C. Fernández-Puga, J.T. Vázquez, O. Sánchez-Guillamón, L. Pajarón, L.M. Fernández-Salas, D. Palomino, V. Díaz del Río EVIDENCES OF CONTEMPORARY TECTONIC ACTIVITY ALONG THE EASTERN GULF OF CADIZ CONTINENTAL SHELF AND UPPER SLOPE (SW IBERIAN PENINSULA)	85
S2-03 - J.T. Vázquez, F. Estrada, R. Vegas, G. Ercilla, E. d'Acremont, L.M. Fernández-Salas, B. Alonso, M.C. Fernández-Puga, M. Gómez-Ballesteros, Ch. Gorini, P. Bárcenas, D. Palomino INFLUENCIA DE LA TECTÓNICA CUATERNARIA SOBRE LA MORFOLOGÍA DEL TALUD CONTINENTAL DE LA REGIÓN DE ADRA (MAR DE ALBORÁN SEPTENTRIONAL)	89
S2-04 - F. Estrada, J.T. Vázquez, G. Ercilla, B. Alonso, E. d'Acremont, C. Gorini, M. Gómez, M.C. Puga, A. Ammar y B. El Mounni INVERSIÓN TECTÓNICA RECIENTE DE LA ZONA CENTRAL DE ALBORÁN	93
S2-05 - H. Perea, E. Gràcia, R. Bartolomé, L. Gómez de la Peña, S. Martínez-Loriente, X. Moreno, B. de Mol, Tello, O., Ballesteros, M. and EVENT-DEEP cruise party EVIDENCES OF QUATERNARY ACTIVE FAULTS ACROSS THE DJIBOUTI HIGH AND THE ADRA RIDGE (ALBORAN SEA)	97
S2-06 - Eulàlia Gràcia, Rafael Bartolome, Hector Perea, Ximena Moreno, Laura Gómez de la Peña, Cesar R. Ranero, Claudio Lo Iacono, Sara Martínez-Loriente, Susana Diez, Eulàlia Masana and Juanjo Dañobeitia SEISMIC HAZARD OF ACTIVE FAULTS IN THE ALBORAN SEA INFERRED FROM SUBMARINE PALEOSISMOLOGY	101
S2-07 - F. Fernández, F. Bohoyo, A. Maestro y J. García-Mayordomo NUEVAS APORTACIONES SOBRE LAS CARACTERISTICAS GEOMETRICAS DEL SISTEMA DE FALLAS AMPOSTA ORIENTAL-MONTSIÀ NORTE (MARGEN CATALANO-VALENCIANO, ESPAÑA)	105

S2-08 - F. X. Roig-Munar, J. A. Martín-Prieto, A. Rodríguez-Perea, B. Gelabert, J. M. Vilaplana, M. Mir-Gual y G.X. Pons MORFOMETRÍA DE BLOQUES DE TSUNAMI EN LAS COSTAS ROCOSAS DEL SUR DE MALLORCA (ISLAS BALEARES)	109
S2-09 - J. Lario, T. Bardají, P.G. Silva, C. Zazo, J.L. Goy y A. Cabero THE COASTAL RECORD OF TSUNAMIS IN THE INQUA ESI-2007 SCALE	113
S2-P1 - R. Bartolomé, D. Córdoba, F. Nuñez, J.J. Dañobeitia, J. L. Alonso, A. L. Cameselle, Arturo Castellón, F. Estrada, M. Farran, H. Perea, M. Prada y TSUJAL Working Group TSUJAL PROJECT AND MARINE SURVEY: CRUSTAL CHARACTERIZATION OF THE RIVERA PLATE-JALISCO BLOCK BOUNDARY AND ITS IMPLICATIONS FOR SEISMIC AND TSUNAMI HAZARD ASSESSMENT	117
S2-P2 - H. Perea, E. Gràcia, S. Martínez-Loriente and R. Bartolomé SUBMARINE PALEOSEISMOLOGY ON THE SANTA POLA FAULT (BAJO SEGURA BASIN, WESTERN MEDITERRANEAN): DERIVATING DIRECT ON-FAULT PALEOEARTHQUAKES	121
S2-P3 - F. X. Roig-Munar, A. Rodríguez-Perea, J. A. Martín-Prieto, J. M. Vilaplana, B. Gelabert, G.X. Pons y M. Mir-Gual PRESENCIA DE BLOQUES DE TSUNAMIS EN LAS COSTAS ROCOSAS DEL SUDESTE DE MENORCA (ISLAS BALEARES)	125
S2-P4 - O. Sánchez-Guillamón, J.T. Vázquez-Garrido, M.C. Fernández-Puga, L.M. Fernández-Salas y V. Díaz del Río CARACTERIZACIÓN DE FALLAS NORMALES RECIENTES EN LA PLATAFORMA CONTINENTAL DEL GOLFO DE CÁDIZ (SO DE LA PENÍNSULA IBÉRICA)	129
Sesión 3: Arqueosismología y Fallas Activas	
S3-01 - Joaquín García-Mondéjar, Andrés Martínez Rodríguez y Juana Ponce García DATOS DE TECTÓNICA ACTIVA, SISMICIDAD Y ARQUEOLOGÍA EN EL SUBSUELO DE LORCA (MURCIA)	135
S3-02 – F. Martín-González, S. Martín-Velázquez, M. A. Rodríguez-Pascua, R. Pérez-López, y P.G. Silva ORIENTACIÓN DEL DAÑO EN LOS ELEMENTOS ARQUITECTÓNICOS DEL CEMENTERIO DE SAN CLEMENTE DURANTE EL TERREMOTO DE LORCA DE 2011: RELACIÓN CON LA FUENTE SISMICA	139
S3-03 - F. Pérez-Valera, M. Martínez-Andreu, M. Sánchez-Gómez, L.A. Pérez-Valera y J.L. Sánchez-Gómez COLAPSO DE UN ABRIGO ROCOSO EN EL CEJO DE LA MUELA (MULA, MURCIA): POSIBLE PALEOTERREMOTO DE 3500 AÑOS	143
S3-04 - M.A. Rodríguez-Pascua, C. Heras, A. B. Bastida, J. L. Giner-Robles, P. G. Silva, M.A. Perucha, E. Roquero, P. Carrasco, R. Pérez-López, J. Lario, T. Bardaji y G.B. García Gutiérrez EVIDENCIAS ARQUEOSISMOLÓGICAS DE LA DESTRUCCIÓN DE COMPLUTUM EN EL S.IV A.D. (CUENCA DEL TAJO, ESPAÑA)	147
S3-05 - P.G. Silva, M.A. Rodríguez-Pascua, J.L. Giner-Robles, E. Roquero, R. Pérez-López, P.Huerta, T. Bardají ANATOMY OF AN EARTHQUAKE: GEOLOGICAL ANALYSIS OF THE HUÉRCAL-OVERA AD 1863 EVENT (ALMERIA, SE SPAIN)	151
S3-06 - J.L.Giner-Robles, P.G. Silva, M.A. Rodríguez-Pascua, R. Pérez-López y A. Alberola Romá EFECTOS GEOLÓGICOS Y ARQUEOLÓGICOS PRODUCIDOS POR EL TERREMOTO DE ESTUBENY DE 1748 AD (SE DE ESPAÑA)	155
S3-07 - J. Morín de Pablos, P.G. Silva, M.A. Rodríguez Pascua, I.Mª Sánchez-Ramos EVIDENCIAS ARQUEOSISMOLÓGICAS EN LA COLONIA PATRICIA ROMANA DE CÓRDOBA (VALLE DEL GUADALQUIVIR, ESPAÑA)	159

S3-08 - F. Guillén-Mondéjar EL PATRIMONIO GEOLÓGICO DE INTERÉS TECTÓNICO. INVENTARIO, GESTIÓN Y DIVULGACIÓN EN LA REGIÓN DE MURCIA	163
S3-P1 - M. Ferrater, P. G. Silva, M. Ortuño, M.A. Rodríguez-Pascua y E. Masana ANÁLISIS ARQUEOSISMOLÓGICO DEL YACIMIENTO DE LA EDAD DE BRONCE “LA TIRA DEL LIENZO” EN LA FALLA ALHAMA DE MURCIA	167
S3-P2 - M.A. Rodríguez-Pascua, C. Heras, A. B. Bastida, M.A. Perucha, J. L. Giner-Robles, P. G. Silva, R. Pérez- López LAS DESTRUCCIONES DEL YACIMIENTO ARQUEOLÓGICO DE VALDEHERREROS-LA AZAFUERA (CELTÍBERO-ROMANO), IMPLICACIONES ARQUEOSISMOLÓGICAS (RIBA DE SAELICES, GUADALAJARA, ALTO TAJO, ESPAÑA)	171
Sesión 4: Técnicas avanzadas en el estudio de los parámetros de actividad de las fallas activas	
S4-01 - E. Rodríguez-Escudero, J.J. Martínez-Díaz, M. Tsige, J.L. Giner-Robles y J. Cuevas-Rodríguez CUARZO PULVERIZADO EN LA FAULT GOUGE RICA EN FILOSILICATOS DE LA FALLA DE ALHAMA DE MURCIA: ¿UN EFECTO COSÍSMICO?	177
S4-02 - J.A. López-Comino, D. Stich, J. Morales, A. Ferreira SIMILITUD EN LA DIRECTIVIDAD DE LA RUPTURA SÍSMICA PARA EL TERREMOTO PRINCIPAL Y PREMONITOR DE LORCA, 2011	181
S4-03 - M. J. Rodríguez-Peces, J. J. Martínez-Díaz, J. García-Mayordomo y M. Tsige VIABILIDAD DE LAS INESTABILIDADES DE LADERA COMO HERRAMIENTA PARA OBTENER DATOS SÍSMICOS: EL CASO DEL TERREMOTO DE LORCA DE 2011	185
S4-04 - M.A. Santoyo, P. Sánchez-Pastor y M. Herraiz INTERACCIÓN ESPACIO-TEMPORAL DE ESFUERZOS ASOCIADOS A LA DISTRIBUCIÓN DE DESLIZAMIENTOS SOBRE EL PLANO DE FALLA: EL Y OTRAS SERIES CERCANAS DEL SURESTE DE ESPAÑA SISMO DE LORCA DEL 11/5/2011 (M5.2)	189
S4-05 - J. Bach, V. Moreno, M. Zarroca, E. Masana, Ll. Font y R. Linares ESTUDIO PRELIMINAR DE LOS NIVELES DE RADÓN EN EL SUELO EN LA ZONA DE LA FALLA DE ALHAMA DE MURCIA	193
S4-06 - José Vicente Pérez Peña, Marta Ferrater, Guillermo Booth-Rea, José Miguel Azañón, Flavio Giaconia, Eulàlia Masana, Jorge Pedro Galve Arnedo DRAINAGE NETWORK EVOLUTION LINKED WITH AN EXTENSION TO TRANSTENSION CHANGING TECTONIC SCENARIO. THE EXAMPLE OF THE ALHAMA DE MURCIA STRIKE- SLIP FAULT	197
S4-07 - A. Echeverría, G. Khazaradze, E. Asensio, E. Masana CARACTERIZACIÓN DE LA DEFORMACIÓN CORTICAL DE LA ZONA DE FALLA DE CARBONERAS MEDIANTE GPS	201
S4-08 - P. Alfaro, I. Martín-Rojas, A. Estévez, F.J. García-Tortosa, A. Sánchez Alzola, M.J. Borque, G. Rodríguez- Caderot, C. de Lacy, J.A. García-Armenteros, M. Avilés, A. Herrera-Olmo, S. Molina, S. Rosa-Cintas y A.J. Gil RED GPS DE LA CUENCA DEL BAJO SEGURA (CORDILLERA BÉTICA ORIENTAL). IMPLICACIONES SOBRE LAS TASAS DE DESPLAZAMIENTO DE LAS FALLAS DEL BAJO SEGURA Y DE CREVILLENTE	205
S4-09 - M.C. Neves, J. Cabral, P.M. Figueiredo, K. Luttrell, R. Neves, T.K. Rockwell, D. Sandwell VARIAÇÕES DE TENSÃO NA IBÉRIA INDUZIDAS POR SUBIDA EUSTÁTICA DO NÍVEL DO MAR	209

S4-10 - F. Gutiérrez, D. Carbonel, J.P. McCalpin, R.M. Kirkham, R. Linares, C. Roqué, M. Zarroca, J. Guerrero, P. Lucha	DIFFERENTIATING GRAVITATIONAL FAULTS RELATED TO EVAPORITE DISSOLUTION FROM TECTONIC FAULTS USING PARAMETERS DERIVED FROM TRENCHES. CASE STUDIES FROM SPAIN AND USA	213
S4-11 - Simone Cesca, Francesco Grigoli, Sebastian Heimann, Álvaro González, Elisa Buforn, Samira Maghsoudi, Estefania Blanch and Torsten Dahm	THE SEISMIC SEQUENCE RELATED TO THE GAS INJECTION OF THE CASTOR PROJECT OFFSHORE SPAIN	217
S4-P1 - E. Asensio, G. Khazaradze y A. Echeverria	MODELO CINEMÁTICO DE BLOQUES DE LA REGIÓN IBERO-MAGREBÍ A PARTIR DE DATOS GEODÉSICOS	221
S4-P2 - M. Ferrater, R. Pallàs, E. García-Meléndez, T. Rockwell, W.D. Sharp, M. Ortuño y E. Masana	DATAción DE CARBONATO PEDOGÉNICO CON LA SERIE DEL U-TH. APLICACIÓN EN PALEOSISMOLOGÍA: DATAción DE SUPERFICIES DE ABANICOS ALUVIALES Y DE SUCESIÓN DE UNIDADES EN EL SE DE LA PENÍNSULA IBÉRICA	225
S4-P3 - Laura Gómez de la Peña, César R. Ranero, Eulàlia Gràcia, Rafael Bartolome and TopoMed cruise party	TÉCNICAS AVANZADAS DE PROCESADO DE DATOS DE SÍSMICA DE REFLEXIÓN MULTICANAL APLICADAS A MEJORAR LA VISUALIZACIÓN DE FALLAS ACTIVAS DEL MAR DE ALBORÁN	229
Sesión 5: Aplicaciones en peligrosidad sísmica		
S5-01 - M.J. Crespo, J. Martí y F. Martínez	INCORPORACION DE ACTIVIDAD SÍSMICA NO REFLEJADA EN EL CATÁLOGO EN MÉTODOS NO ZONIFICADOS	235
S5-02 - C. Moniz, J. Cabral and R. P. Dias	REPOSITÓRIO DE FALHAS ACTIVAS DE PORTUGAL CONTINENTAL, NA BASE DE DADOS DA IBÉRIA – QAFI	239
S5-03 - D. R. Cárdenas, J.M. Insua y J. García-Mayordomo	ACCIONES SÍSMICAS EXTREMAS EN EL DISEÑO DE PRESAS EN ESPAÑA: COMPARATIVA ENTRE LA NORMATIVA VIGENTE Y EL POTENCIAL SÍSMICO DE LAS FALLAS CUATERNARIAS ACTIVAS DE IBERIA	243
S5-P1 - J. G-. Mayordomo, J. Cabral, R. Martín-Banda, J.M. Insua-Arévalo, J.A. Álvarez-Gómez, J. Martínez-Díaz, C. Moniz and R. Dias	PROPOSAL OF A CLASSIFICATION SCHEME FOR RATING THE CREDIBILITY OF FAULT SEISMIC PARAMETERS IN ACTIVE FAULTS DATABASES	247

Sesión 1: Fallas activas cuaternarias en la zona continental de Iberia



A FALHA DE PINHAL NOVO – ALCOCHETE NO CONTEXTO DA NEOTECTÓNICA DO VALE INFERIOR DO TEJO

The Pinhal Novo-Alcochete fault zone in the seismotectonic framework of the Lower Tagus Valley (Lisbon Region)

C. Moniz (1), J. Cabral (2)

(1) Unidade Geologia, Hidrogeologia, Geologia Costeira, Laboratório Nacional de Energia e Geologia. catarina.moniz@lneg.pt
(2) Departamento de Geologia e Instituto Dom Luiz, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. Campo Grande, 1749-016 Lisboa. jcabral@fc.ul.pt

Resumen/resumo: A Zona de Falha de Pinhal Novo-Alcochete (ZFPNA) é uma importante macroestrutura da região de Lisboa. A ocorrência de sismos históricos revela a presença de falhas sismogénicas regionais, caracterizadas por taxas de movimentação baixas (0,05-0,1 mm/ano). A ZFPNA está identificada principalmente por dados de sub-superfície. Tem direcção NNW-SSE e geometria ramificada, com uma zona de deformação atingindo 1,5 km de largura. Funcionou como bordo da Bacia Lusitana (BL) neste sector, implicando um enraizamento profundo no soco paleozóico. Foi reactivada em deslize no Miocénico, como rampa lateral da estrutura em dobras e cavalgamentos da Arrábida, por acção de uma compressão NNW-SSE que inverteu a BL. O deslocamento de horizontes estratigráficos superficiais reconhecidos em perfis de reflexão sísmica e sondagens indica actividade tectónica fini-neogénica a quaternária, corroborada por evidências geomorfológicas. A dimensão estimada da ZFPNA indica um sismo máximo expectável de M 6-7, com intervalos médios de recorrência na ordem de 3.000 a 11.000 anos

Palabras clave: Falha de Pinhal Novo-Alcochete, Vale Inferior do Tejo, Falhas activas, Sismotectónica

Abstract: The Pinhal Novo-Alcochete Fault Zone (PNAFZ) is a major tectonic structure of Lisbon Region, located in the southern area of the Lower Tagus valley. Historical earthquakes evidence the presence of regional seismogenic faults, characterized by low slip-rates (0.05-0.1 mm/yr). The PNAFZ has been recognized mostly by sub-superficial data. It trends NNW-SSE, with a branched geometry up to 1.5 km wide. The fault worked as eastern border of the Mesozoic Lusitanian Basin (LB) in this sector, implying that it roots deeply in the Paleozoic basement. It was reactivated with strike-slip motion in the Miocene, as a lateral ramp of the Arrábida fold and thrust structure, under a NNW-SSE compression that tectonically inverted the LB. Offset of uppermost horizons in seismic reflection profiles and boreholes indicates late Neogene-Quaternary tectonic activity under the present stress field, corroborated by geomorphic evidence. A maximum M 6-7 earthquake is inferred from fault dimension, with probable average recurrence of 3,000-11,000 yrs.

Key words: Pinhal Novo-Alcochete Fault, Lower Tagus Valley, Active Faults, Seismotectonics.

Regional setting: The Pinhal Novo-Alcochete Fault Zone (PNAFZ) is a major tectonic structure of Lisbon Region, located ca. 12.5 km east of the city. It is sited in the Tagus Cenozoic Basin, in the eastern zone of the Setúbal Peninsula, southern area of the Lower Tagus Valley, where mostly Pliocene and Quaternary sediments outcrop except in the Arrábida Chain at the S (Figure 1). The occurrence of important historical earthquakes in this area indicates the presence of active seismogenic faults, though characterized by low slip-rates (0.05-0.1 mm/yr) (Cabral, 1995; Cabral et al., 2004).

The PNAFZ has been identified and characterized mostly by indirect, sub-superficial data. It trends NNW-SSE and shows a complex, branched geometry, extending over a deformation zone up to 1.5 km wide. It was generated as an extensional structure at the eastern border of the Mesozoic Lusitanian Basin (LB) in this sector, implying that it is rooted deep in the Paleozoic basement. It was later reactivated in the Miocene under the action of a NNW-SSE compression that produced tectonic inversion of the LB. Reactivation occurred with strike-slip motion, in thin-skin tectonics above a decollement horizon of evaporitic rocks of Lower Jurassic age, when the fault worked as a lateral ramp of the Arrábida fold and thrust belt, thus behaving as

a strain accommodation structure of the Arrábida thrusting (Ribeiro et al., 1990)

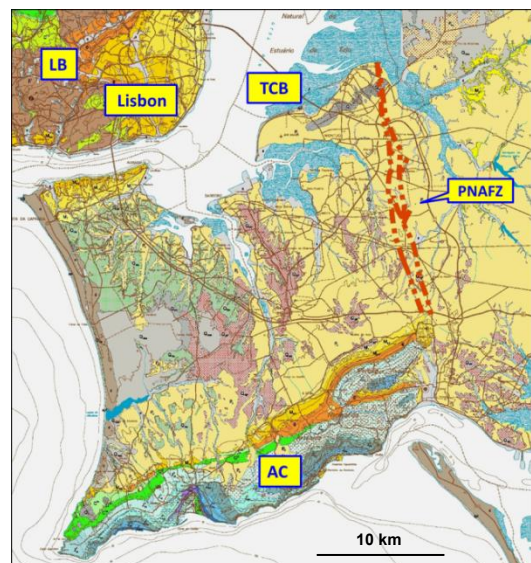


Figure 1: AC, Arrábida Chain, LB, Lusitanian Basin, PNAFZ, Pinhal Novo-Alcochete Fault Zone, TCB, Tagus Cenozoic Basin. Adapted from Carta Geológica da AML, Folha S, 1:100 000, LNEG (INETI), 2005.

Offset of uppermost horizons recognized in seismic reflection profiles and in boreholes in the area, particularly of the basal unconformity of the Pliocene sediments, indicates late Neogene to Quaternary tectonic activity of the PNAFZ under the present stress field, which is supported by geomorphic evidence.

Regional seismicity: Instrumental seismic activity in the study region is low and diffuse. It has been monitored until 1998 by a sparse national network, which does not allow an accurate location of older events. The available focal depths (mostly below 5 km) indicate that seismicity extends through the upper crust and that it is usually generated by faults in the Paleozoic basement, which rupture well below the Mesozoic and the Cenozoic sedimentary cover that outcrops in the area. In spite of the low instrumental seismicity, some M 6-7 destructive historical earthquakes have occurred in the region, as in 1344, 1531, 1858 and 1909. The overall earthquake activity thus represents a serious seismic hazard for this densely populated region.

The most interesting earthquake for the PNAFZ is the 11th November 1858 event, which occurred south of the Tagus River valley, having significantly affected the town of Setúbal where it damaged most of the buildings. A maximum intensity of IX MM has been estimated for the epicentral area, located offshore near the coast S of Setúbal (Oliveira, 1986) (Figure 2).

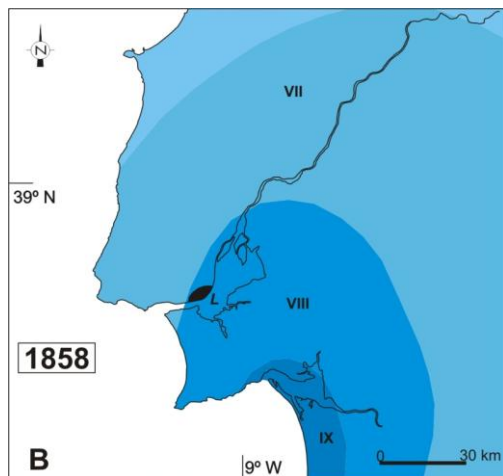


Figure 2: Isoseismal lines (IMM) of the 1858, Setúbal earthquake. Adapted from Oliveira (1986).

There is one reference of a tsunami having affected the town harbor (Moniz, 2010), though further research on this subject is still needed. If so, the rather localized effect points to some submarine slope failure as the triggering mechanism, possibly in the nearby Setúbal submarine canyon. This event is referenced by Johnston and Kanter (1990) as one of the worldwide largest earthquakes ever occurred in "stable continental crust", assigning a magnitude M_W of 7.1, which is probably overestimated. This moderate to large size earthquake may have been generated by the prolonging of the PNAFZ S of Setúbal. A M 3.6 earthquake has recently occurred (20 Feb. 2014) in the same area (Figure 3), whose focal mechanism is roughly compatible with the proposed southward prolonging of the fault (Figure 4).

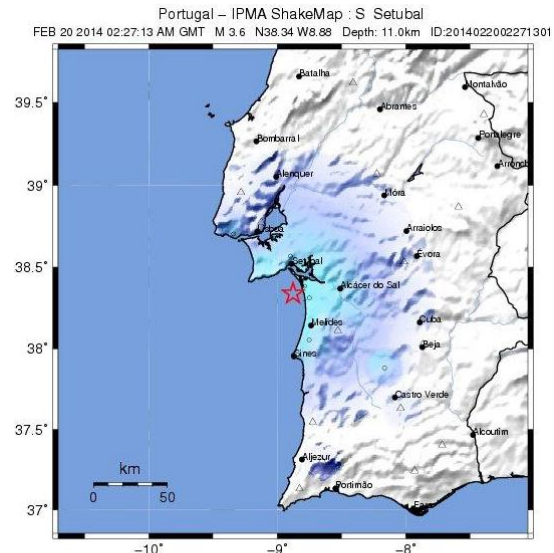


Figure 3: Location map of the February 20, 2014, M 3.6 event, with Instrumental Intensity III-IV shown. (<http://shakemap.ipma.pt/>).

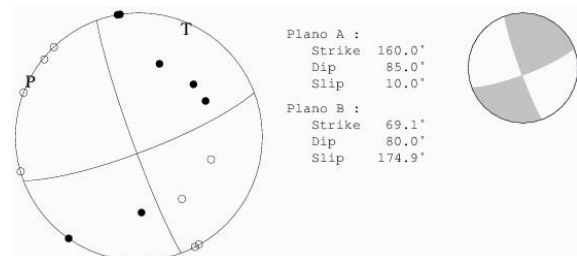


Figure 4: Focal Mechanism of the February 20, 2014, M 3.6 event, 15 phases, best solution (F. Carrilho, IPMA, personal communication).

Underground evidence of fault activity. Seismic reflection and borehole data:

The PNAFZ is barely expressed at the surface geology, as it is buried under a thick sedimentary cover comprising some Pleistocene coarse deposits and Pliocene sands and clays, of probable Piacenzian age, that occur along most of the Setúbal Peninsula. These unconformably overlay shallow marine Miocene sediments and continental Paleogene deposits, which cover Mesozoic sediments of the LB located below. Though being mainly a concealed, blind structure, the PNAFZ has been recognized for quite a long time through subsurface information, mostly seismic reflection data for oil exploration, evidencing the presence of a salt wall intruding the fault zone.

Offset of the uppermost horizons recognized in seismic reflection profiles and in boreholes for oil and groundwater exploration in the area, particularly of the basal unconformity of the Pliocene sediments, indicates late Neogene to Quaternary tectonic activity of the PNAFZ

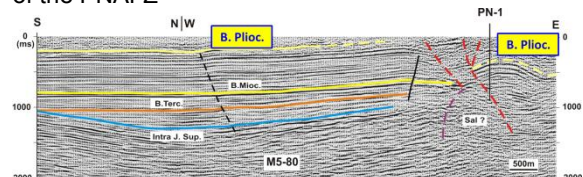


Figure 5: Seismic reflection profile crossing the PNAFZ (red dashed line); offset of the Base of Pliocene horizon is evident, with folding and downthrowing to the E; PN-1, Pinhal Novo oil exploration well. (Moniz, 2010).

Geomorphic evidence of fault activity: The underground evidence for the Plio-Quaternary activity of the PNAFZ is further supported by geomorphic evidence, namely the presence of an elongated relief located astride the fault zone, and the occurrence of asymmetric drainage (Figure 6).

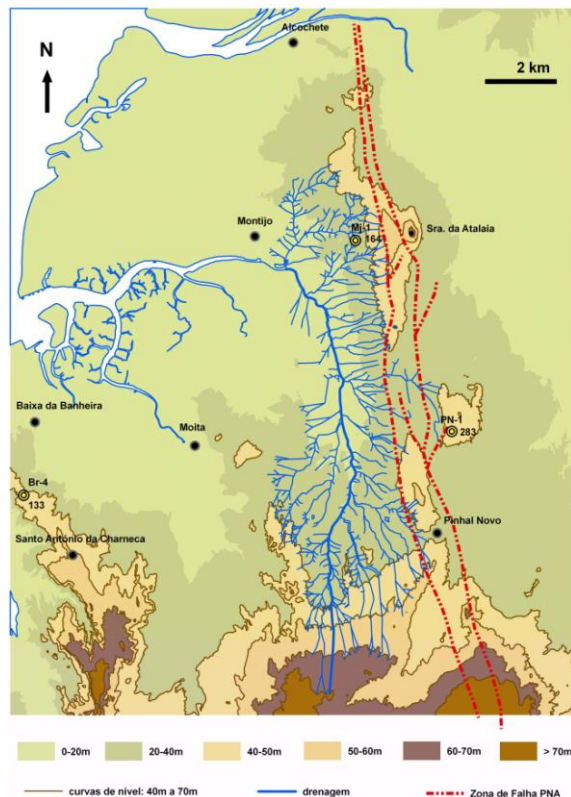


Figure 6: Hypsometric map of the study area, evidencing the relief along the surface trace of the PNAFZ (red dashed line), and the strongly asymmetric drainage to the west. (Moniz, 2010).

This elongated relief can hardly be explained by erosional processes as it is developed on the Pliocene sands and clays that outcrop regionally. It apparently corresponds to an uplifted ridge related to the PNAFZ activity, distorting the drainage network at the western side, which shows anomalous geomorphic indexes (Pinter, 1996), namely an Asymmetry Factor (AF) of 70 and a Transverse Topographic Symmetry Factor (T) of 0.42, with both asymmetry vectors pointing towards 265°, perpendicularly to fault zone trend.

Seismogenic potential of the PNAFZ: Evaluation of the maximum expectable earthquake was based on an estimative of the fault dimensions. Two values were considered for the maximum rupture length: 20 km based upon the known geological evidence, and 30 km assuming the conservative hypothesis that the fault extends either N, connecting to other faults of the Lower Tagus Valley system located NE of Lisbon, or continues southwards, along the eastern border of the Arrábida fold and thrust belt (Figure 7). The down-dip width of the fault (W) was estimated from the rupture length (L) using a fault Aspect Ratio for strike-slip faults by Peruzza and Pace (2002), namely $W \approx L/3 + 2,38 \approx 9-12$ km, which is compatible with depth data of the instrumental seismicity. A rupture area A was thus obtained comprised between 180 km² and 360 km². The magnitude of the maximum

earthquake was then obtained using the regressions M_W/L and M_W/A of Wells and Coppersmith (1994).

$M_W = 5,08 + 1,16 \log L$ (Wells e Coppersmith, 1994)	$L = 20 \text{ km} \rightarrow M_W = 6,6$
	$L = 30 \text{ km} \rightarrow M_W = 6,8$
$M_W = 4,07 + 0,98 \log A$ (Wells e Coppersmith, 1994)	$A = 180 \text{ km}^2 \rightarrow M_W = 6,3$
	$A = 360 \text{ km}^2 \rightarrow M_W = 6,6$

Slip rate and recurrence: The currently available geological data does not allow estimating the slip rate of the PNAFZ. However, in order to make a rough assessment of the recurrence interval of the maximum expectable earthquake, it was assumed that the PNAFZ has a slip-rate of $v = 0.05-0.1$ mm/yr, similar to the slip rates that have been estimated for other regional active structures (Cabral, 1995; Cabral et al, 2004).

Using the relationship between M_W , slip rate (v) and recurrence interval (T_i) proposed by Slemmons and Depolo (1986), the following values were obtained:

$v = 0,05 \text{ mm/yr}$	$M_W = 6,3 \rightarrow T \sim 6ka$
	$M_W = 6,6 \rightarrow T \sim 9ka$
$v = 0,1 \text{ mm/yr}$	$M_W = 6,3 \rightarrow T \sim 3ka$
	$M_W = 6,6 \rightarrow T \sim 5ka$

Slightly different values of the maximum earthquake recurrence time are obtained using the relationship between the maximum expected seismic moment M_0^e and the geologically assessed moment rate M_0^g (Wesnousky, 1986):

M_W	A (km ²)	V (mm/yr)	M_0^e (Nm)	M_0^g (Nm yr ⁻¹)	T_i (yr)
6.3	180	0.05	2.3×10^{18}	2.7×10^{14}	8.500
		0.1		5.4×10^{14}	4.300
6.6	360	0.05	6.4×10^{18}	5.4×10^{14}	11.900
		0.1		1.1×10^{15}	5.800

Conclusions: The PNAFZ is a concealed, still poorly known tectonic structure located near Lisbon that belongs to the Lower Tagus Valley fault system. It worked as an extensional fault in the Mesozoic, and was reactivated in the Miocene, as a lateral ramp of the Arrábida thin-skinned fold and thrust belt. We propose that the PNAFZ was again reactivated since the upper Pliocene as a deep-seated left lateral strike-slip fault (thick-skinned tectonics) under the current stress regime, which is characterized by a NW-SE trending maximum horizontal compressive stress (Figure 7).

Estimation of the maximum earthquake points to a magnitude comprised between 6 and 7. Estimation of the average recurrence intervals is very imprecise due to the lack of a slip rate. Assuming a value similar to slip rates that have been estimated for other regional active structures, average return

periods of 3,000 to 12,000 yrs are obtained. These large return periods may explain the absence of significant related instrumental seismicity,

The PNAFZ thus shows the potential and is a likely candidate for generating strong earthquakes, with large return periods, in the study region, though its seismogenic nature still needs to be proven. The 1858 Setúbal historical earthquake may have been produced by a southern segment of this fault zone.

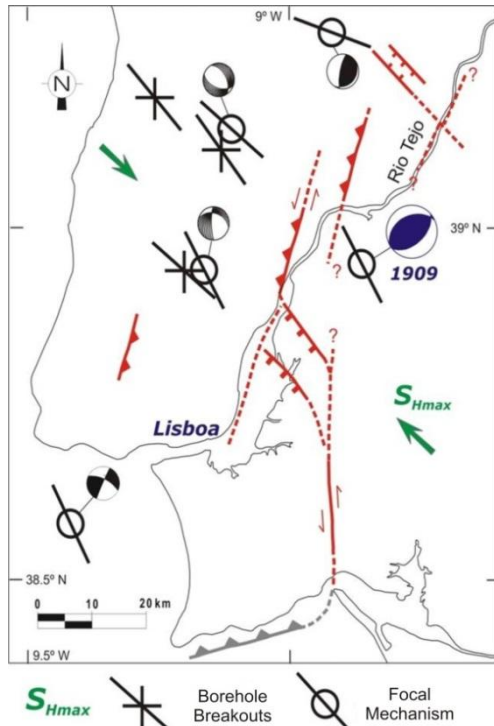


Figure 7: Regional neotectonic setting (modified from Cabral et al., 2003)

Acknowledgments:

This work was partially supported by FCT Project FASTLOAD, Fault Activity and Seismicity Triggered by

Ocean Loading in West Iberia (PTDC/GEOGEO/2860/2012). We thank Eulàlia Masana for revising and improving the manuscript.

References:

- Cabral, J. (1995). *Neotectónica em Portugal Continental*. Memórias do Instituto Geológico e Mineiro, 31, Lisboa, 265 pp.
- Cabral, J., Moniz, C., Ribeiro, P., Terrinha, P. & Matias, L. (2003). Analysis of seismic reflection data as a tool for the seismotectonic assessment of a low activity intraplate basin- the Lower Tagus Valley (Portugal). *Journal of Seismology* 7, 431-447.
- Cabral, J., Ribeiro P., Figueiredo P., Pimentel N. & Martins A. (2004). The Azambuja fault: An active structure located in an intraplate basin with significant seismicity (Lower Tagus Valley, Portugal). *Journal of Seismology*, 8, 347-362.
- Johnston, A.C. & Kanter, L.R. (1990). Earthquakes in stable continental crust. *Scientific American*, 262, 3, 42-49.
- Moniz, C. (2010). Contributo para o Conhecimento da Falha de Pinhal-Novo-Alcochete, no Âmbito da Neotectónica do Vale Inferior do Tejo. MSc Thesis, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, 128 pp.
- Oliveira, C. S. (1986). *A Sismicidade Histórica e a Revisão do Catálogo Sísmico*. Proc. 36/11/7368, I e D, Estruturas, Relatório 99/86 - NDA, LNEC, Lisboa, 192 pp.
- Peruzza, L. & Pace, B. (2002). Sensitivity analysis for seismic source characteristics to probabilistic seismic hazard assesment in central Apennines (Abruzzo area). *Bolletino di Geofisica Teorica ed Applicata*. 43 (1-2), 79-100.
- Pinter, N. (1996). *Exercises in Active Tectonics. An Introduction to Earthquakes and Tectonic Geomorphology*. Prentice Hall, Inc., 166pp.
- Slemmons, D. B. & Depolo, C. M. (1986). Evaluation of active faulting and associated hazards. In: *Active Tectonics: Impact on Society*. Studies in Geophysics, National Academy Press, Washington, D. C., 45-62.
- Wells, D. L. & Coppersmith, K. J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, 4, 974-1002.
- Wesnousky, S. G. (1986). Earthquakes, Quaternary faults, and seismic hazard in California. *Journal of Geophysical Research*, 91, nº B12, 12587-12631.



EVIDENCIAS MORFOTECTÓNICAS Y PALEOSÍSMICAS DE ACTIVIDAD CUATERNARIA EN LA ZONA DE FALLA DEL VALLE BAJO DEL TAJO, PORTUGAL CENTRAL

Morphotectonic and Paleoseismic Evidences of Quaternary Activity of the Lower Tagus Valley Fault Zone, Central Portugal

C. Canora (1), S. Vilanova (1), G. Besana-Ostman (2), S. Heleno (1), L. Pinto (1) y J. Fonseca (1).

(1) Centro de Recursos Naturais e Ambiente (CERENA), Instituto Superior Técnico. Av. Rovisco Pais, 1. 1049-001 Lisbon, Portugal. carolina.catalan@ist.utl.pt
(2) Ohio Department of Natural Resources, Division of Oil and Gas Resources Management, Columbus, Ohio, USA.

Resumen/resumo: El Valle Bajo del Tajo (VBT) es la zona más poblada y desarrollada del suroeste de la Península Ibérica y una de las zonas con mayor riesgo sísmico. El valle ha sido afectado por varios terremotos de importancia que han causado gran cantidad de víctimas y numerosos daños. Algunos de estos terremotos han sido relacionados con la actividad de la Zona de Falla del Valle Inferior del Tajo (ZFVIT). La historia y las características de la zona de falla, así como su comportamiento actual son poco conocidas y están rodeadas de una gran controversia. Este trabajo pretende poner de manifiesto algunas evidencias morfotectónicas (desplazamiento de ríos y arroyos, morfologías tipo "sag pond" o escarpes de falla) y paleosísmicas de actividad Cuaternaria en la falla. A través de la realización de trincheras paleosísmicas se ha podido constatar la existencia de varios paleoeventos que han aportado una recurrencia mínima para la falla.

Palabras clave: Zona de Falla del Valle Bajo del Tajo, paleosismología, Península Ibérica, falla activa.

Abstract: The Lower Tagus Valley (LTV) is the most populated and developed regions of SW Iberia, as well as the area with the highest level of seismic hazard. The valley has been affected by several destructive earthquakes that have caused serious damage and many casualties, and some of them have been related to the Lower Tagus Valley Fault Zone (LTVFZ). The nature and history of the fault zone and its current behavior is controversial and poorly known. Here we present some morphotectonic and paleoseismic evidences of Quaternary activity for the fault zone. Our study involved geomorphic mapping of active fault scarps and offset landforms, and paleoseismic trenching across fault scarps, to establish the timing of the past surface fault displacement. Fault mapping and data from the trenches were used to determine the minimum earthquake magnitude and recurrence. We have also conducted an analysis of the offsets observed in the drainage network that crosses the fault obtaining a minimum slip rate.

Key words: Lower Tagus Valley Fault Zone, paleoseismology, Iberian Peninsula, active fault.

Introducción

La Zona de Falla del Valle Inferior del Tajo (ZFVIT) está localizada a lo largo del Valle Bajo del Tajo (VBT), en el centro de Portugal, al norte de Lisboa (Fig.1). Al menos dos terremotos históricos han sido relacionados con la actividad de esta falla; el terremoto de 1531 de M_w 6.9 y el terremoto de Benavente de 1909 de M_w 6.0-6.2 (Mezcua, 1982; Moreira 1985, 1991; Oliveira 1986; Oliveira y Sousa 1991; Stich et al, 2005; Vilanova y Fonseca, 2007). Los estudios más recientes nos indican que la morfología relativamente lineal del valle del Tajo en su parte más baja puede estar controlada por la presencia de fallas activas con diferentes geometrías y velocidades de movimiento (Cabral y Ribeiro, 1988; Carvalho et al., 2006).

La ZFVIT está formada por dos ramas paralelas de unos 80 kilómetros de longitud que atraviesan depósitos que van desde el Mioceno hasta el Holoceno (Fig.1). Besana-Ostman et al., (2012) cartografió la ZFVIT en la orilla oeste del Tajo. Posteriormente, Canora et al., (2013) cartografió un escarpe morfológico posiblemente relacionado con la existencia de una falla activa en la orilla este del río Tajo mediante el estudio de la fotografía aérea y el modelo digital del terreno.

A lo largo de la zona de falla se observan varias estructuras afectando a depósitos aluviales Cuaternarios y Holocenos que indican una actividad reciente de la falla con movimientos de desgarre sinistral.

Discusión y conclusiones

Mediante el estudio de las fotografías aéreas escala 1:30.000 de los años 1949 y 1950, los mapas topográficos escala 1:25.000 y los mapas geológicos 1:50.000, así como en las diferentes campañas de campo, hemos podido identificar varias estructuras morfotectónicas que nos indican que el escarpe geomorfológico observado podría estar relacionado con una falla activa durante el Cuaternario. La figura 2 muestra desviaciones sistemáticas de la red de drenaje desarrollada sobre las terrazas del Tajo al atravesar la zona falla, indicando movimientos sinistral horizontales. Las terrazas sobre las que se desarrolla la red fluvial no están datadas en el área de estudio pero, al norte, en las proximidades de la ciudad de Chamusca, Martins et al. (2009) obtuvo una edad de aproximadamente 300.000 años para unas terrazas fluviales que consideramos correlacionables con las de nuestra zona. Hemos calculado unos desplazamientos de la red de drenaje de aproximadamente 40 ± 3 metros lo que nos indica

una velocidad mínima para la falla de alrededor de 0.14 ± 0.01 mm/a. Esta velocidad está en consonancia con las velocidades obtenidas por Cabral (1995) y Rockwell et al. (2009) para la falla de Vilariça, localizada al norte de Portugal.

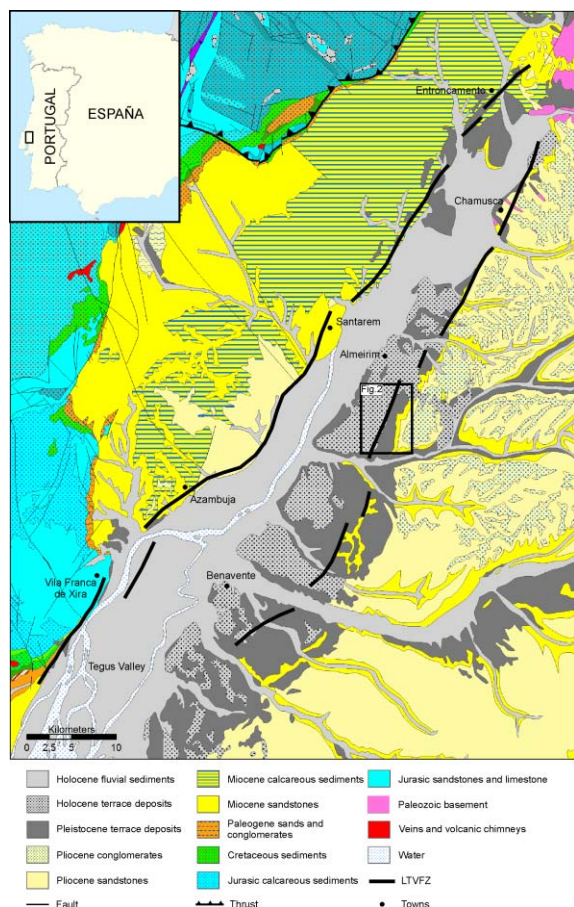


Figura 1: Mapa geológico de la zona del Valle Inferior del Tago. Las unidades geológicas están tomadas del LNEG. La ZFVIT ha sido cartografiada por Besana et al., 2012 y este estudio. El área encuadrada corresponde a la figura 2. *Figure 1. Geological map of the Lower Tagus Valley area. Geological units are from LNEG. LTVFZ have been mapped by Besana et al., 2012 and this study. The enclosed area correspond to figure 2.*

En la misma zona de estudio se han identificado también escarpes de falla y estructuras tipo “sag pond” producidas por el movimiento de la ZFVIT durante el Holoceno (Fig.3). Estas localizaciones resultan lugares idóneos para la realización de trincheras paleosísmicas debido a la acumulación de materia orgánica susceptible de ser datada y la baja altura de su escarpe de falla.

En los últimos meses se han realizado dos trincheras en la rama este de la ZFVIT que pueden aportar importantes datos acerca de su historia sísmica. Existen en las trincheras evidencias de deformación como son cantos orientados según los planos de falla dentro de un sedimento de arenas eólicas, la formación de cuñas coluviales debido al movimiento de la falla o la existencia de materiales desplazados a ambos lados de la misma (Fig.4).

Se han tomado muestras de carbón presente en los diferentes materiales que afloran en las trincheras y se han datado mediante Carbono 14.

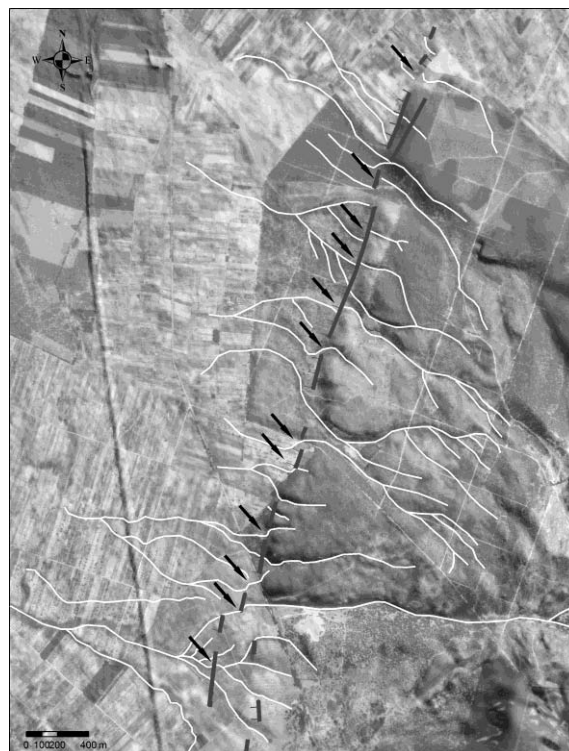


Figura 2: Fotografías aéreas superpuestas al modelo digital de cinco metros de resolución de un segmento de la rama este de la ZFVIT. La red de drenaje se representa por líneas blancas y las trazas de la falla son las líneas en gris. Las flechas negras marcan los desplazamientos de la red de drenaje.

Figure 2. Aerial photos over the five meters resolution DEM of the eastern strand of the LTVFZ. Fault trace in grey, river drainage in white and the black arrows are the river offsets.

El estudio de las trincheras junto a los resultados de las dataciones nos indica la existencia de, al menos, cuatro terremotos en los últimos 8.000 años. Esto aporta un periodo de recurrencia mínima para el segmento de la falla donde han sido realizadas las excavaciones de 2.000 años.

Para estimar la magnitud máxima esperada asociada con la ruptura sísmica de la falla hemos utilizado la longitud de la traza y diferentes relaciones empíricas para fallas de desgarre en límites de placas lentos (ecuaciones de Hanks and Bakun, 2008, Stirling et al., 2008, Anderson et al., 1996 y Wells and Coppersmith, 1994). Para el cálculo hemos usado el espesor de la corteza sísmogénica obtenido por Vilanova et al. (2014), basado en la distribución de profundidad de la sismicidad. Si consideramos una longitud de falla de unos 8 km, correspondiente al segmento de falla donde hemos llevado a cabo el estudio paleosísmico, obtenemos una magnitud de *aproximadamente* M_w 6.2. Considerando la ruptura de la totalidad de la ZFVIT (70 km), el terremoto máximo esperado para la falla sería de *aproximadamente* M_w 7.3. Estos datos implican un riesgo sísmico elevado para la zona.

Agradecimientos: Queremos agradecer a los propietarios de la Quinta da Alorna los permisos para la realización de las trincheras. La financiación de este estudio ha corrido a cargo de los proyectos de investigación FINDER (PTDC/CTE-GIX/113866/2009) and SEICHE (EXCL/GEO-FIQ/0411/2012).

Referencias bibliográficas

- Anderson, J.G., Wesnousky, S.G. & Stirling, M.W. (1996). Earthquake size as a function of fault slip rate, *Bulletin of Seismological Society of America* 86, 683-690.
- Besana-Ostman, G.M., Vilanova, S.P., Nemser, E.S., Falcao-Flor, A., Heleno, S., Ferreira, H. & Fonseca, J.D. (2012). Large Holocene Earthquake in the Lower Tagus Valley Fault Zone, Central Portugal, *Seismic Research Letters* 83, 67-76.
- Canora-Catalan, C., Besana-Ostman, G.M., Vilanova, S.P., Fonseca, J.D., Pinto, L.V., Domingues, A., Narciso, J.M., & Pinheiro, P. (2013). Geomorphological analysis of the Lower Tagus Valley Fault Zone, Central Portugal. EGU Annual Meeting, Viena.
- Cabral, J., & Ribeiro, A. (1988). Carta Neotectónica de Portugal Continental, Escala 1:1.000.000. Dep. Geol. Fac. Ciênc. Univ. Lisboa, Serv. Geol. Portugal, Gab. Prot. Seg. Nuclear, editada pelos Serv. Geol. Portugal, Lisboa.
- Cabral, J. (1995). Neotectonica em Portugal continental. *Memórias do Instituto Geológico e Mineiro*, Memoria 31, Lisbon, 265 pp.
- Carvalho, J., Cabral, J., Gonçalves, R., Torres, L. & Mendes-Victor, L. (2006). Geophysical methods applied to fault characterization and earthquake potential assessment in the Lower Tagus Valley, Portugal, *Tectonophysics* 418, 277-297.
- Hanks, T.C., & Bakun, W.H. (2008). M-log A observations of recent large earthquakes, *Bulletin of Seismological Society of America* 98, 490.
- Martins, A.A., Cunha, P.P., Huot, S., Murray, A.S. & Buylaert, J.P. (2009). Geomorphological correlation of the tectonically displaced Tejo River terraces (Gavião-Chamusca area, central Portugal) supported by luminescence dating, *Quaternary International* 199, 75-91.
- Mezcua, J. (1982). Catálogo general de isosistas de la Península Ibérica. Publicación 202, Instituto Geográfico Nacional, Madrid.
- Moreira, V.S. (1985). Seismotectonics of Portugal and its adjacent area in the Atlantic, *Tectonophysics* 117, 85-96.
- Moreira, V.S. (1991). Historical seismicity and seismotectonics of the area situated between the Iberian Peninsula, Morocco, Selvagens and Azores Islands. In: Mezcua, J. and Udías, A. (eds.), *Seismicity, Seismotectonics and Seismic Risk of the Ibero-Maghrebian Region*, Publicación I.G.N. Série Monografía 8, Instituto Geográfico Nacional, Madrid, 97-114.
- Oliveira, C.S. (1986). A sismicidade histórica e a revisão do catálogo sísmico Proc 36/11/7368, I e D, Estruturas, Relatório 99/86-NDA, LNEC, Lisboa.
- Oliveira, C.S., y Sousa, M.L. (1991). A contribution to reduce subjectivity in treatment of historical data. In: Mezcua, J. and Udías, A. (eds.), *Seismicity, Seismotectonics and Seismic Risk of the Ibero-Maghrebian Region*, Publicación I.G.N. Série Monografía 8, Instituto Geográfico Nacional, Madrid, 97-114.
- Rockwell, T., Fonseca, J., Madden, C., Dawson, T., Owen, L.A., Vilanova, S. & Figueiredo, P. (2009). Paleoseismology of the Vilarica segment of the Manteigas-Bragança fault in northeastern Portugal. In *Paleoseismology: Historical and Prehistorical Records of Earthquake Ground Effects for Seismic Hazard Assessment*, ed. K. Reicheter, A.M. Michetti, and P.G. Silva, 237-258. Special Publication 316. London: Geological Society.
- Stich, D., Battlő, J., Macia, R., Teves-Costa, P. & Morales, J. (2005). Moment tensor inversion with single-component historical seismograms: The 1909 Benavente (Portugal) and Lambesc (France) earthquake, *Geophysical Journal International* 162, 850-858.
- Stirling, M.W., Gerstenberger, M.C., Litchfield, N.J., McVerry, G.H., Smith, W.D., Pettinga, J. & Barnes, P. (2008). Seismic hazard of the Canterbury region, New Zealand; new earthquake source model and methodology, *Bulletin of New Zealand National Society for Earth Engineering* 41, 51-67.
- Vilanova, S. y Fonseca, J. (2007). Probabilistic seismic-hazard assessment for Portugal, *Bulletin of Seismological Society of America* 97, 1702-1717.
- Vilanova, S.P., Nemser, E., Besana-Ostman, G.M., Bezzeghoud, M., Borges, J.F., Brum da Silveira, A., Cabral, J., Carvalho, J., Cunha, P.P., Dias, R.P., Madeira, J., Lopes, F.C., Oliveira, C.S., Perea, H., García Mayordomo, J., Wong, I., Arvidsson, R. & Fonseca J.F. (2014). Incorporating Descriptive Metadata into Seismic Source Zone Models for Seismic Hazard Assessment. *Bulletin of the Seismological Society of America* 104, 1212-1229.
- Wells, D., & Coppersmith, K. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, *Bulletin of Seismological Society of America* 84, 974-1002.

Alorna Trench Site

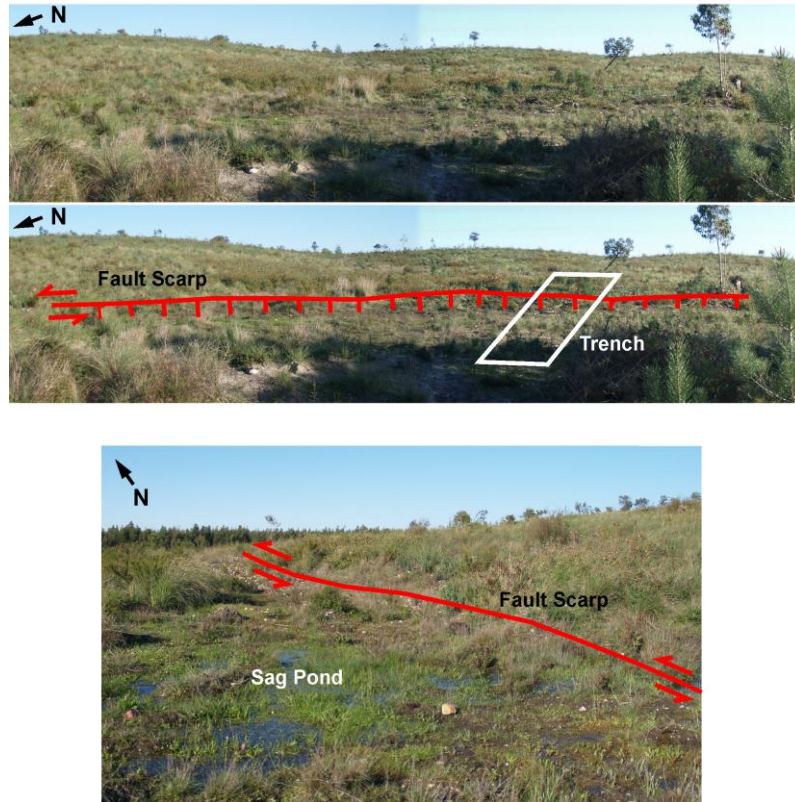


Figura 3: Localización de una de las trincheras realizadas en la ZFVBT.
Figure 3. Location of one of the paleoseismic trenches.



Figura 4: Detalle de una de las trincheras donde se aprecian evidencias de movimiento como materiales desplazados y cantos orientados. La malla tiene un tamaño de un metro por un metro.
Figure 4. Detail of one of the trenches. We can observe evidences of movement as displaced sediments and oriented edges. The net is one by one meter.



PLEISTOCENE MARINE TERRACES AS EVIDENCE FOR SW PORTUGAL REGIONAL UPLIFT

P.M. Figueiredo (1,2), J.Cabral, (1,2) and T.K.Rockwell (3)

- (1) IDL, Instituto Dom Luiz, Lisboa pmfigueiredo@fc.ul.pt
- (2) Dpto. Geologia, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa
- (3) Geological Sciences Department, San Diego State University; San Diego, California, United States of America

Abstract: Southwest mainland Portugal is located close to the Eurasia-Nubia plate boundary and is characterized by moderate seismicity, although strong events have occurred, as in 1755 (Mw≥8), 1969, (Mw 7.9), and more recently in 2007 (Mw 5.9) and 2009 (Mw 5.5), all located in the offshore. No historical earthquakes with onshore rupture are known for this region. At the coastline, high sea cliffs, incised drainages, emergent marine abrasion platforms and paleo sea cliffs indicate that this region is undergoing uplift, although no morphological features were found that could be unequivocally associated with historical seismicity namely the 1755 mega earthquake. To better understand the recent tectonic activity in this sector of Iberia, it is necessary not only to analyze active structures on land, but also to search for evidence for deformation that may relate to inferred offshore active structures. We thus conducted a study of marine terraces along the coastline to identify regional vertical crustal motions. Several poorly preserved surfaces with thin sedimentary deposits, comprising old beach sediments, were recognized at elevations starting at 2 m elevation and rising inland up to a regional abrasion platform situated at about 120 m a.s.l.. We identified distinct paleo sea level references at several locations at consistent elevations. This terrace sequence is likely Late Pleistocene in age, with individual platforms correlative to MIS 5 high stands and is coherent with a long-term slow uplift of the littoral zone for the southwest of Portugal. Although dating of discrete platforms is an ongoing and difficult task, preliminary correlations of paleo-shoreline elevations suggest that the uplift rate is in the range of 0.1-0.2 mm/yr.

Key words: marine terraces, Pleistocene, uplift, Portugal.

INTRODUCTION

The Southwest Portuguese Margin corresponds to the northwest sector of the Gulf of Cadiz, and is characterized by offshore NNE-SSW to NE-SW striking thrust systems, such as Marquês de Pombal, Horseshoe and Goringe Bank faults, inferred as likely sources for larger seismicity as the 1755 (Mw≥8), (Baptista et al., 2009) or the 1969, (Mw 7.9) earthquake.

Inland, several faults with evidence of Pliocene and Quaternary activity have been previously recognized onshore southwest Portugal (Cabral, 1995; Dias, 2001), mainly through geomorphologic analyses. The majority of the active structures in this region trend NNE-SSW to ENE – WSW, and show predominantly reverse and strike-slip component, from which the most significant in the study region is the NNE-SSW 50 km long São Teotónio–Aljezur–Sinclair left-lateral fault system (STASFS), that trends parallel to the western coast. This fault zone deforms a ca.10 km wide regional abrasion platform that is considered to be originally of late Miocene age, and which has been reoccupied or recut during the Pliocene and the Pleistocene, implying that the capping sediments are of Quaternary age.

Vertical movements for the southwestern Portuguese coastal region were previously recognized as the result of a Pliocene-Pleistocene long term uplift (Feio, 1951), and the first attempt to quantify the vertical

rate was conducted by Cabral (1995) who estimated it to be in the range of 0.1 to 0.2 mm/yr, using an assumed Pliocene or Pleistocene age for the displaced geological markers. However, the ages of sediments were not fully constrained nor were any late Pleistocene interglacial marine terraces recognized, meaning that there was not enough control on the variability of vertical motions through time. Furthermore, no relationship was established between the observed vertical motions and active crustal structures. In what concerns the last major regional tectonic event, the 1755 earthquake, there aren't any references of littoral vertical motion associated with the earthquake in the historical accounts for the studied area, so it is unknown if there were any co-seismic effects, and if so which kind.

In order to understand the vertical crustal motions in this region, and to better constrain the younger movements, detailed field surveys were conducted along both the western and southern coastlines to recognize and map paleo sea level features and correlative beach deposits (marine terraces). Those could be associated with specific global eustatic high stands, namely with the last interglacial (MIS 5e) marine terrace, which is expected to be locally preserved and emergent, even if the uplift rate is very low, because their terrace was cut at about 6 m above modern sea level. With this aim, a 60 km-long section along the western and a 40 km-long section along the southern coastlines were mapped for terrace remnants and surveyed for precise elevation.

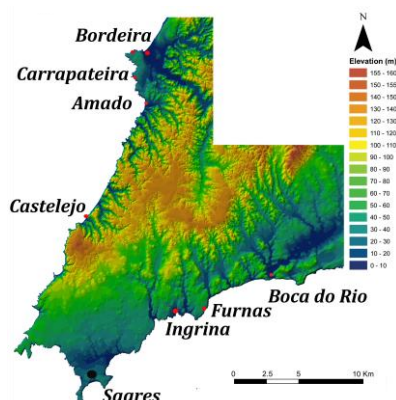


Figure 1. Digital Terrain Model from the study area, (IGEOE topographic data). Red dots indicate marine terrace locations, black dots correspond to toponymy.

COASTAL REGION AND MARINE TERRACES RECOGNITION

The southwestern Portuguese littoral can be subdivided in two distinct coastlines types: a NNE-SSW oriented, west facing coastline, and a second ENE-WSW trending southern coast of Portugal (Fig.1). The NNNE-SSW coast is exemplified by steep cliffs developed in highly deformed Paleozoic schist and greywacke bedrock, except for the Carrapateira area where the bedrock is Jurassic limestones. This coast is dominated by a rocky-shore environment, with coarse clastic sediments and thin sandy beaches mostly present at the mouths of the main drainages and in sheltered areas. Cliffs have steep slopes, increasing height towards the south, reaching circa 130 m in elevation. The approximately E-W oriented southern coastline is developed on Mesozoic limestones in the west and on marls to sandy Miocene sediments towards the east. This difference in lithology, and the consequent resulting morphology, lead to an irregular and lower coastline with cliff heights reaching 50-60 m at Sagres in the west, and decreasing eastward to heights of about 20-30 m. Karstic features are common and sink holes are usually filled with sands. Sandy beaches are common, mostly in sheltered areas in the west, but are continuously present towards the east, where dune systems also exist.

The morphological recognition of paleo marine terraces follows the nomenclature of Bradley and Griggs (1976). According to these authors, most platforms can be described as having three different segments: an offshore or outer edge segment with a generally low gradient, a near-shore segment, with an intermediate gradient, and a shoreline segment characterized by a steeper gradient adjacent to the inner edge at the paleo-shoreline. Thus, a single marine terrace can exhibit these different surface segments, and distinct morphological elements, all generated with the sea at the same level. This differentiation may vary locally, especially with lithology resistance, wave energy incidence and coastal morphology. In the present study we infer the original elevation of the platform segments and of other morphological elements based upon the elevation of their modern analogues. The inner edge elevation reflects not only the tidal range, the wave energy impact, and the bedrock resistance, but also the smaller scale coastal physiography (if it is a bay

or an exposed cliff) and, therefore, the inner edge elevation fluctuates within a range up to a few meters from the mean sea level (Wright, 1970). In this work we will focus on the surfaces and features associated with sea-level that we expect to be the youngest, or attributable to recent vertical movements. The present tidal range in Portugal is meso-tidal within a 2 to 4 m maximum range, and with the maximum high-tide at circa 2 m m.s.l. For characterization of the elevation of the modern wave-cut platform and associated beach deposits in this region, one must take into account this tidal range, as most terrace cutting likely occurs during storms at high tide. As expected, other features in this area, such as notches and sea caves, will also reflect this tidal range and present larger dimensions (Wziątek *et al.*, 2011) than equivalent features that form in regions of micro-tidal ranges, such as in the Mediterranean Sea, and their mean elevation fluctuates within the tidal range.

Paleo sea level features related to past sea level high stands, such as raised marine terraces, are present along the western and the southern coastlines, albeit in a discontinuous pattern. In general, the marine terraces or wave-cut platforms are poorly preserved, beach sediments are mostly eroded and, locally, younger aeolianites cover the entire morphology, making it difficult to recognize the terraces and to distinguish them from other features. To understand the regional marine terrace patterns and to establish a regional sequence, consistent observations from several sites are needed, along with their tentative correlations. For detailed geomorphological analyses, topographic surveys were conducted using a DGPS – RTK (Leica GPS1200), with a vertical error smaller than 2 cm. All elevations presented correspond to elevations above mean sea level.

THE TERRACES

Marine terraces were recognized at distinct locations along the west and southern coast of the Portuguese southwest region (Figueiredo *et al.*, 2013), namely at Ingrina, Furnas, Carrapateira and Castelejo (Fig.1). At the southern coast, at Ingrina, several surfaces corresponding to paleo wave-cut platforms, are preserved in a sequence along with their respective paleo-sea cliffs. The modern wave-cut platform, T0, is developed at the infra-tidal, tidal, and supra tidal zone, and is mostly recognized during very low tides. The beach has fine to medium sand, and the inner edge is usually covered by beach and aeolian sediments at an elevation of about 2 to 3 m (white line in figure 2). A well-preserved bedrock surface at 6 to 8 m elevation is recognized primarily along the western side of the bay. Although this surface is very well preserved, it shows a scarce sedimentary cover. The elevation of the shoreline or inner-edge varies from 6 to 7 m along the southern, ocean-ward section of this surface, and reaches a maximum elevation of 8 m at the cusate landward back-edge of the bay, similar to the modern shoreline. We refer to this terrace as T1 (blue line in figure 2). A surface cut into the limestone bedrock at circa 12 m elevation is visible mainly along small spurs on both sides of the bay, is generally flat or shows a low gradient, and smoothly ramps up to a higher elevation farther inside the bay, ranging then between 12 m and 16 m elevation. Sandy sediments are scarcely preserved (except where cemented by carbonate), but round

quartz pebbles are scattered ubiquitously on the surface.

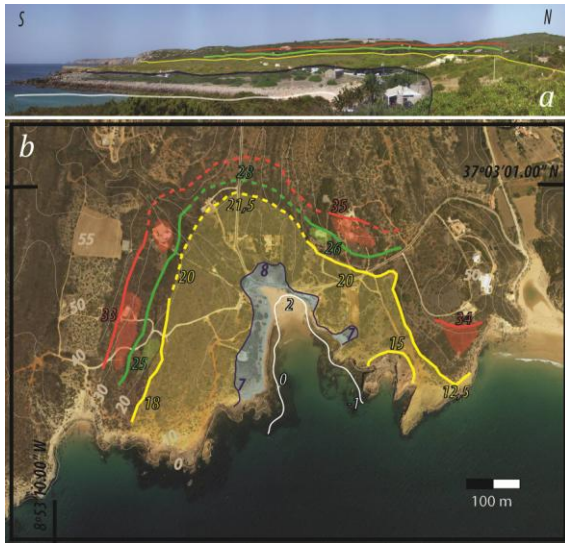


Figure 2. Marine terraces at the Ingrina site. a) Panoramic view from east and terrace perspective. b) Inner edge and terrace map. Terraces are mapped in transparent colors and the inner edges in solid line when visible and dashed line when inferred. White – T0 (modern); blue – T1; yellow – T2; green – T3; red – T4. Inner edges elevations in meters are provided. Topography contours lines each 10 m.

Another surface is present at elevations ranging from 16 to 18 m, gently rising to an internal section where an inner-edge is recognized at 20-21 m (yellow line in figure 2). Collectively, we designate this sequence as T2, or the second emergent marine terrace at Ingrina. Higher surfaces, corresponding to older marine terraces are also recognized at Ingrina, inferred from slope changes at about 26 m, 33 m, 37 m and 45 m, but further work is needed to adequately characterize these surfaces.

At Furnas, 2 km east of Ingrina and 10 km to the southeast of Castelejo beach a narrow raised bench at 2 m elevation is present at the base of a 40 m-high Cliff. This bench corresponds to a terrace highlighted by a narrow abrasion platform and a sea cave/notch at 2 m, and another sea cave/notch at about 3.8 m elevation. Both sea caves/notches are filled with cemented coarse marine sediments, with cobbles ranging from 5 to tens of centimeters. A cemented sand deposit with marine shells (mussels) is present, covering the coarser sediments, at elevations ranging from 2 m to 4 m. This sand deposit has a depositional shape comparable to a fan, and may be interpreted as a small paleo surge channel. The sands with marine shells indicate a submarine section of a paleo beach and a likely paleo intertidal environment presently at the ~4 m elevation. These features are approximately 5-7 m above their modern counterparts, so we infer these to correlate to the T1 terrace surface at Ingrina, which is at a comparable elevation above its modern counterpart. Remains of beach deposits with small pebbles, shells and cross bedding are also preserved at 8 m elevation and probably correspond to a paleo beach in the mouth of the paleo surge channel that is present here. For now, we correlate these marine remnants with the highest T1 terrace elements at the Ingrina site.

Along the western coast, Castelejo site is located at the base of a 120 m high cliff. At this location, we only recognized one surface, previously referred by

(Cabral, 1995) as corresponding to a wave-cut platform cut into the Paleozoic schistose bedrock at 1.5 to 2 m elevation, capped by coarse sediments. Overlying the abrasion platform, there are two conglomeratic layers separated by a thin beach sand layer (Figueiredo *et al.*, 2010; 2011) overlain by strongly cemented aeolianites. The upper unit, the aeolianite sequence, contains several paleosols and colluvial units, and should represent multiple periods of deposition on top of a paleo marine terrace and against a paleo-cliff during the late Pleistocene. Considering ages from other carbonate aeolianites from Portuguese coastal areas (Pereira and Angelucci, 2004), we assume that the consolidated aeolianites are most probably related with the last stages of the Würm glaciation (~MIS 4-3), or with the Last Glacial Maximum (~MIS 2) and consequently, the underlying beach sediments and platform should be older and possibly correlative of the MIS 5, most likely the last sub-stage, MIS 5a.

A small canyon incised in a flat surface at 7-8 m elevation, close to the beach probably corresponds to a Holocene incision in an older surface. We consider that the recognized abrasion surface may correspond to a lower (seaward) section of the terrace T1, and the fluvial incision as secondary evidence for a higher inner edge elevation, and so we tentatively correlate it to the T1 surface at the Furnas and Ingrina sites.

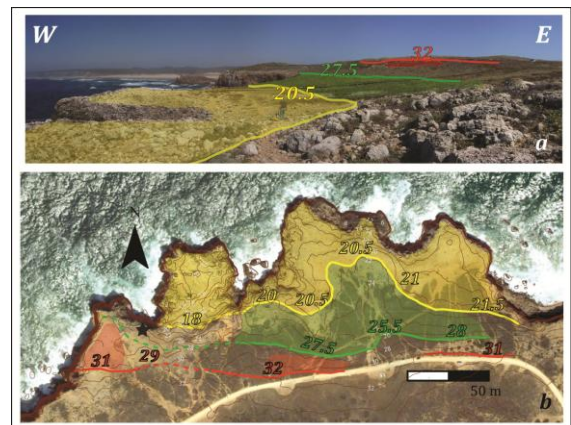


Figure 3. Panoramic view of Carrapateira, northern section Carrapateira site, showing the northern section of the promontory. Marine terrace mapping: a) panoramic view and terrace perspective (site where picture was taken marked by "star" at b); b) inner edge and terrace map. For each terrace, the inner edge is mapped, solid line when visible, dashed line when inferred; Yellow – T2; Green – T3; Red – T4. Inner edge elevations are provided in meters. T3 and T4 are not discussed in detail in this work.

Carrapateira, 10 km north of Castelejo beach, is characterized by a promontory cut into Mesozoic (mainly Jurassic) limestones along the west coast (Fig. 1). This site has lithological and morphological similarities with the southern coast and is therefore the ideal site along the western coastline to compare with the marine terraces identified along the southern coastline. However, because the west coast is more exposed to high energy waves than along the southern coast, T1 along this section is poorly preserved and generally difficult to survey. Paleo features, such as raised notches, raised marine sediments, and inner edges were recognized in a discontinuous pattern along a 3 km long section of coast. Locally, at the cliff base, remains of small spurs at about 12 m elevation are present providing additional evidence of a raised abrasion platform.

Along the south section of Carrapateira, the outer-edge of a poorly expressed, narrow wave-cut platform with irregular morphology is exposed in a cliff face at 13–14 m elevation. This surface is covered by coarse, round pebbles and sandy beach sediments, that confirms its marine origin. In the same vicinity and at generally similar elevations, paleo-sea caves were also identified. The wave-cut platform ramps up to 17–19 m elevation where a thin layer of beach sediments and cemented aeolianites are also present. At the northern section of the promontory (Fig. 3), the 13–14 m surface is substantially eroded, but the 17–19 m surface is very well represented and may reach a width of 20 m to 30 m, likely to correspond to a marine terrace tread area, *i.e.*, to a near-shore zone of marine abrasion. It is locally covered by cemented, gray to white aeolianites. This flat surface evolves into a smooth ramp to a slightly higher section where the inner-edge is well defined at 21 m elevation. We interpret these elements as sections of a marine terrace, and correlate this terrace with the T2 at the Ingrina site, which has similar surfaces and an inner-edge at similar elevations (Fig. 4). Other higher surfaces with inner-edges at about 26 m and 33 m were also recognized at Carrapateira promontory, which culminates in a higher, flat well-formed surface at about 40 m elevation that is capped by paleo and modern aeolianites, similar to what was identified at Ingrina site, but they will not be interpreted in this work. As mentioned, the T1 terrace along the Carrapateira site is very difficult to recognize. However, at Bordeira beach, immediately north of Carrapateira promontory, cemented beach sediments composed of rounded schist pebbles cover a wave-cut platform cut into the Paleozoic bedrock, and are in turn overlain by cemented aeolianites, similarly to what is observed at the Castelejo site, so we considered this deposit as likely to be correlative of Castelejo terrace and therefore representative of the T1 terrace.

DISCUSSION AND CONCLUSIONS

T1 is the lowest terrace recognized in the region (Fig. 4). We identified distinct sections or segments for this single terrace at elevations starting from 1.5–2 m for the outer flat section, up to an inner edge at about 8 m elevation, with a similar morphology to the modern marine terrace. We recognized T1 in the west coast at Bordeira, Castelejo and in the south coast at Ingrina and Furnas, at consistent elevations. T2 is the second terrace present in this region, and correlative sections of this terrace were identified along the west coast at Carrapateira and along the south coast at Ingrina, exclusively in areas with limestone bedrock, which are more resistant to erosion and preserved from modern cliff retreat. We identified the inner edge of T2 terrace at a consistent elevation of about 21 m. As initially stated we expect that the last interglacial terrace should be preserved, namely the MIS 5e since it was originally cut about 6 m above m sea level and was long lasting which favours the development of a broad terrace. Considering that the MIS 5e marine terrace should be the higher and better preserved of the two, we assumed that it corresponds to T2. Consequently we should expect that T1 might correspond to MIS 5a. If correct, this implies an uplift rate of 0.11 ± 0.01 mm/a, which also corroborates the T1 marine terrace as

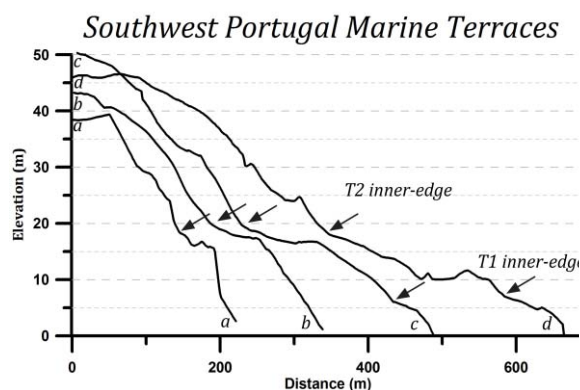


Figure 4 – Southwest Portugal marine terraces topographic section profiles, surveyed with GPS- RTK: (a) North Carrapateira; (b) South Carrapateira; (c) Eastern Ingrina; (d) Western Ingrina. T2 inner edges are visible in all profiles at equivalent elevations and T1 inner edges are only visible at Ingrina profiles, due to erosion at Carrapateira.

the result of the MIS 5a marine high stand. A sequence of higher marine terraces is present towards circa 130 m elevation, although poorly preserved, which according with this rate, should be Middle Pleistocene in age (1,0 to 1,2 Ma). These observations suggest a common uplift rate for the SW Portuguese sector, which is probably higher than other areas at south Portugal. The closest off-shore active structure known in this region is the Marquês de Pombal 70 km long thrust, located circa 100 km W-SW from Sagres, which is located distant enough to generate uplift at this region. Consequently we attribute this vertical motion to a regional active unknown structure, located closer to the mainland.

Acknowledgements: This work was funded by Fundação da Ciência e Tecnologia, through a PhD scholarship (SFRH/BD/36892/2007) attributed to Paula Marques Figueiredo and Research Projects “Paleoseismological study of active faults in Mainland Portugal” (PTDC/CTE-GIN/66283/2006), and “Fault Activity and Seismicity Triggered by Ocean Loading in West Iberia (PTDC/GEO-GEO/2860/2012), both co-financed by FEDER.

References:

- Bradley, W. C., and G.B. Griggs, (1976). Form, genesis, and deformation of central California wave-cut platforms: Geol. Soc. of Am. Bull., 87, 433–449.
- Cabral, J. (1995). *Neotectónica em Portugal Continental*, Mem. N°31, Inst.Geol.Min., 265 p.
- Dias, R. (2001). *Neotectónica da Região do Algarve*, Doctoral Dissertation, Lisbon University, 369 p.
- Feio, M. (1951). *A evolução do relevo do Baixo Alentejo e Algarve*. Com. Serv. Geol. Portugal, t. XXXII, 2nd section, 303 – 447.
- Figueiredo, P.M., Cabral, J., Rockwell, T.K. (2013). Recognition of Pleistocene marine terraces in the Southwest of Portugal (Iberian Peninsula): Evidences of regional Quaternary uplift. *Annals of Geophysics Annals of Geophysics*; Vol.56, n.6, DOI: 10.4401/ag-6276.
- Pereira, A.R. and Angelucci, D. (2004). Formações dunares no litoral português, do final do Plistocénico e inícios do Holocénico, como indicadores paleoclimáticos e paleogeográficos, in *Evolução geohistórica do litoral português e fenómenos correlativos*. Geologia, História, Arq. e Climatologia, Universidade Aberta, 221–256.
- Wright, L.W. (1970). Variation in the level of the Cliff/Shore platform junction along the south coast of great Britain, *Marine Geology*, 9, 347–353.
- Wziatek, W., Voudoudoukas, M., Terefenko, P., (2011) Wave-cut notches along the Algarve coast, S. Portugal: Characteristics and formation mechanisms, *J. of Coast. Res.*, Sp. Iss. 64, 855 – 859.



NUEVOS DATOS DE TECTÓNICA ACTIVA Y VELOCIDADES DE FALLAS EN GALICIA: RESULTADOS PRELIMINARES

New data of active tectonics and fault slip-rate in Galicia: Preliminary results

F. Martín-González

Universidad Rey Juan Carlos, ESCET, Móstoles (Madrid), Spain (fidel.martin@urjc.es)

Resumen/resumo: Galicia forma parte del Macizo Ibérico que se caracteriza por ser un basamento antiguo de edad paleozoica, con escasos y dispersos restos de sedimentos cenozoicos. Por este motivo el estudio de la actividad tectónica reciente es complejo. Su actividad sísmica y tectónica activa ha sido obviada, sin embargo se ha producido un aumento muy significativo de la sismicidad registrada en los últimos años con relación a la registrada con anterioridad (crisis sísmicas de Lugo 1995 y 1997; 5,1 mb) y se están observando estructuras con actividad reciente afectando a terrazas de edad Pleistocena o a la red de drenaje. Gracias a las últimas dataciones de terrazas y procesos tectónicos se puede cuantificar la actividad tectónica de estas estructuras. En este trabajo se presentan los resultados preliminares de velocidades de fallas en Galicia. Las evidencias de actividad tectónica reciente en Galicia están asociadas a un gran número y tipos de fallas (fallas inversas E-W o WSW-ENE, fallas de desgarre NE-SW y NW-SE con componentes inversa y normal). Las velocidades observadas oscilan entre 0,02 y 0,44 mm/a, en fallas de desgarre NE-SW son coherentes con las observadas con técnicas paleosísmicas más al sur. Las velocidades de levantamiento de la parte más occidental de los MGL oscila entre 0,12 y 0,10 mm/a. Esta actividad tectónica parece migrar hacia el oeste.

Palabras clave: NO Península Ibérica; velocidades de fallas; tectónica activa; Galicia.

Abstract: Galicia is part of the Iberian Massif which consist of old basement characterized by Paleozoic rocks, with few and scattered outcrops of Cenozoic sediments. For this reason, the study of active tectonic activity is complex. Seismic activity and active tectonic has been ruled out until recently. However, there has been a significant increase in seismicity rate in the last years (seismic crisis Lugo 1995 and 1997, 5.1 mb) and structures with recent activity affecting Pleistocene terraces or drainage network has been observed recently. Using the latest dating of terraces and tectonic processes, we can quantify tectonic activity of these structures. In this study preliminary results of slip-rates and active faults are presented. Evidence of recent tectonic activity in Galicia is associated to a large number and types of faults (E-W or WSW-ENE reverse faults, NE-SW and NW-SE slip faults with normal and reverse component). The slip rates observed ranging between 0.02 and 0.44 mm/a. Slip rates are consistent with those observed with paleosismic techniques further south. Tectonic uplift in the westernmost part of the GLM are between 0.12 and 0.10 mm/a. This tectonic activity seems to migrate westward.

Key words: NW Iberian Peninsula; slip rate; active tectonics; Galicia.

Introducción

Galicia forma parte del Macizo Ibérico que se caracteriza por ser un basamento cristalino, formado por rocas de edad paleozoica deformadas en la Orogenia Varisca sobre las que sólo se encuentran dispersos restos de sedimentos detríticos continentales de difícil datación. Por este motivo el estudio de la actividad tectónica reciente es complejo ya que la actividad de las fallas es difícil que afecte a sedimentos modernos, y si ésta afecta a sedimentos recientes, no existen dataciones precisas de los mismos ni de los procesos tectónicos recientes. Además Galicia se encuentra alejada de los bordes sísmicamente activos de la Placa Euroasiática, que se encuentra en el sureste de la Península Ibérica, por lo que su actividad sísmica ha sido obviada hasta recientemente. Sin embargo, en los últimos 30 años se han registrado varias crisis sísmicas significativas alguna de ellas destructiva como las crisis sísmicas de Lugo 1995 y 1997, 5,1 mb (Sarria-Triacastela-Becerreá) (Martínez-Díaz et al., 2006).

Este aumento de la sismicidad registrada ha atraído la atención de la comunidad científica y está generando estudios sobre las posibles fallas simogénicas de la región, las estructuras principales

que han estructurado el relieve, así como el reconocimiento de estructuras que afectan a sedimentos recientes (p. ej. Rodríguez García et al., 2006; Martín-González, 2009; Martín-González et al., 2012a; Viveen et al., 2012b). Por otro lado, en los últimos años se ha iniciado la datación de algunos de los sedimentos cenozoicos y de la actividad tectónica por medio de diferentes técnicas como la termocronología de huellas de fisión, termoluminiscencia, cosmogénicos ^{10}Be y paleontología de micromamíferos (Martín-González et al., 2012b; Viveen et al., 2012b; Martín-González et al., 2014). Estas dataciones permiten también obtener una idea de la actividad de las fallas que las deforman o afectan.

La reciente sismicidad aportó importante información para determinar la orientación del tensor actual de esfuerzos, de la misma manera que la orientación de las replicas permitió determinar los planos de rotura de las fallas (p. ej. Martínez-Díaz et al., 2006; Martín-González et al., 2012a).

Bajo un tensor de esfuerzos con máximo acortamiento horizontal N-S a NW-SE que se encuentra presente en la zona desde el Mioceno superior, las fallas con orientaciones NE-SW hasta

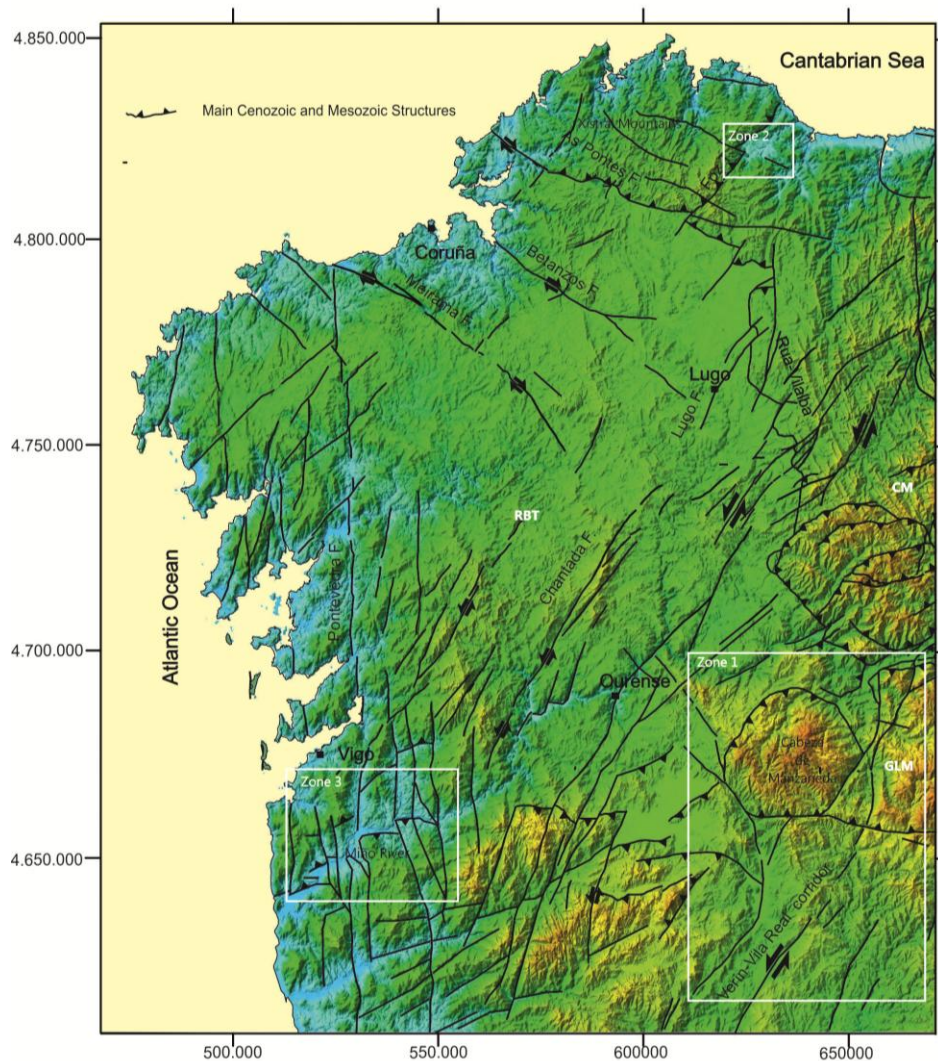


Figura 1: Mapa estructural de Galicia donde se muestran las principales estructuras tectónicas. CM.- Cordillera Cantábrica, GLM montes Galaico Leoneses; RBT Rias Baixas-Terra Chá.

Figure 1. Structural map of Galicia, main tectonic structures are shown. CM Cantabrian Mountains, GLM Galaico Leoneses Mountains; RBT Rias Baixas- Terra Chá region).

N-S son potencialmente activas y están asociadas a sismicidad moderada, su cinemática será de fallas de desgarre y en algunas zonas con importante componente inversa. Fallas E-W y NW-SE pueden reactivarse también como fallas inversas las primeras y desgarres inversos o normales (Fig. 1).

En este trabajo se realiza una cuantificación preliminar de la actividad tectónica en tres zonas en Galicia, donde gracias a las recientes dataciones de la sedimentación o de los procesos de exhumación se puede obtener una aproximación a las edades y velocidades de la actividad tectónica de las fallas más recientes.

Zona 1: Fallas de los Montes Galaico Leoneses

Los Montes Galaico Leoneses MGL (2200m- Pico Teleno) han sido levantados con posterioridad a la Cordillera Cantábrica CC (Sierras de Ancares y Caurel- 1900 m). El levantamiento de estos relieves se produce principalmente por cabalgamientos de

dirección E-W o WSW-ENE con doble vergencia y fallas de desgarre NE-SW que acomodan la deformación y funcionan como rampas laterales de estos cabalgamientos (Martín-González y Heredia, 2011 a y b). Este levantamiento ha sido cuantificado recientemente por medio de huellas de fisión en apatitos (Martín-González et al., 2012b). Esta técnica permite conocer la exhumación que han sufrido las rocas muestreadas, y por medio de la modelización del paso de estas rocas por temperaturas inferiores a 120 °C, se puede establecer una evolución tectonotermal de las rocas en la parte más superficial de la corteza (últimos 3 km). Por otro lado, recientemente se han datado por medio de micromamíferos los sedimentos que rellenan las cuencas y que han quedado cabalgadas por los cabalgamientos E-W o WSW-ENE que levantaron las dos cadenas montañosas (MGL y CC) (Martín-González et al., 2014). Con la datación del inicio de la sedimentación en el Oligoceno superior (28 Ma) se puede establecer el inicio de la actividad. Por otro lado, los últimos depósitos afectados por la actividad

(Mioceno superior) pre datan la edad de la actividad más joven.

Según las huellas de fisión en apatitos se observa que la CC se levantó durante todo el Cenozoico, pero los MGL se levantaron principalmente durante el Mioceno, y concretamente los relieves más occidentales lo hicieron durante el Mioceno superior. Los rangos de levantamiento mínimo están entre los 1800 m y los 2300 m, con unas velocidades medias para todo el Neógeno de 0,08 mm/a. Teniendo en cuenta que el tensor de esfuerzos no ha cambiado durante el Mioceno sup-actualidad, podemos asimilar estas velocidades a la situación actual donde se observan importantes afecciones en depósitos fluviales y redes fluviales como el Sil a su paso por el Bierzo. Algunas de las muestras indican levantamientos con velocidades mayores, especialmente las situadas más hacia el Oeste, entre ~0,12-0,10 mm/a durante el Mioceno superior.

Estas velocidades tendrían que distribuirse entre las fallas que generan el levantamiento de las que solo se han identificado en la zona de Cabeza de Manzaneda (donde se tomaron las muestras más jóvenes) dos cabalgamientos principales (Fig. 1). El buzamiento de estos cabalgamientos es bajo y se asimila al calculado para el frente de la Cordillera Cantábrica (Alonso et al. 1996) lo que proporciona unas velocidades entre ~0,16-0,22 mm/a para cada uno de los cabalgamientos. Si se considera una sola rampa vergente al norte, como se deduce del modelo general para todos los MGL ((Martín-González y Heredia, 2011b)), se obtiene velocidades entre ~0,30-0,44 mm/a para el Mioceno superior. Este valor sería aproximadamente similar al de las rampas laterales que enlazan con estos cabalgamientos y que enlazan en los corredores de fallas de Verín-Villar Real y Bragança-Vilariça. En estos corredores, por medio de técnicas paleosísmicas, se han establecido velocidades entre 0,30 y 0,50 mm/a (Rockwell et al., 2009) muy similares a las obtenidas en este estudio.

Zona 2: Sierra de Xistral (Fallas de Alfoz)

En esta zona se han identificado fallas con direcciones WNW-ESE (N122°E y N97°E) con altos buzamientos (60°) (Rodríguez García et al., 2006) (Fig. 1). La cinemática observable en el afloramiento es de falla inversa. La cinemática de este tipo de fallas en la zona durante el Terciario es de tipo desgarre dextral con importante componente inversa y aunque se han interpretado cinemáticas de falla normal atendiendo a su orientación con respecto al tensor de esfuerzos actual, en estas fallas de Alfoz se observa cinemática inversa. Esta falla presenta una orientación y cinemática similar a la falla de As Pontes que cabalga materiales terciarios (Oligoceno superior y Mioceno) (Fig. 1). Las fallas ponen en contacto rocas del basamento sobre una terraza fluvial pleistocena. Los desplazamientos mínimos de las fallas medibles en el afloramiento llegan a los 3,7 m. Este salto se obtiene si consideramos la falla como inversa pura y solo el observable en la escasa superficie que permite el afloramiento, por ello es un salto mínimo ya que la falla tiene un importante salto en horizontal que no se ha podido medir. La

velocidad mínima para estas fallas sería de ~0,002 mm/a durante el cuaternario.

Zona 3: Fallas del Margen Atlántico (tramo bajo del Miño)

El margen atlántico de Galicia se caracteriza por la presencia de fallas N-S, NNW-SSE, NE-SW y WSW-ENE (Fig. 1). Estas fallas condicionan la morfología de las Rías Baixas. Esta zona se encuentra en la Región de Rías Baixas-Terra Chá (Martín-González y Heredia, 2011b) que se caracteriza por escaso relieve, superficies de peneplanización de edades finimesozoicas y con escasa actividad tectónica Cenozoica. Sin embargo, al sur de esta zona en la frontera con Portugal que marca el río Miño, la morfología costera de las rías desaparece y el relieve aumenta generando que los ríos desemboquen directamente en el mar.

Recientemente las terrazas del tramo inferior del río Miño han sido datadas por medio de termoluminiscencia y ¹⁰Be (Viveen et al. 2012b) permitiendo cuantificar este levantamiento. El levantamiento obtenido a partir del encajamiento del río con respecto a las terrazas está entre 0,07 y 0,09 mm/a, aunque los mismos autores en un estudio posterior modelizan este levantamiento y estiman que este podría llegar a ser mayor de 0,10 mm/a (Viveen et al. 2013). En estos trabajos destaca que las velocidades son mayores para periodos más antiguos (650-563 ka con velocidades que llegan a los 0,13 mm/a) que para los periodos más recientes (458-196 ka con velocidades de 0,07 mm/a), estos datos indicarían una deceleración de los procesos tectónicos.

El tramo final el río Miño atraviesa una zona con importantes fallas que condicionan por un lado la asimetría, el número y espesor de las terrazas (Viveen et al., 2012a) y por otro condicional el curso del río que son tramos rectilíneos con direcciones N-S, NNW-SSE y WSW-ENE. Se han propuesto para estas fallas cinemáticas de falla normal que llegan a generar pequeñas cuencas de 20 m de potencia de edades menores a 650 ka (Viveen et al., 2012a).

Un estudio detallado sugiere que las direcciones N-S y NNW-SSE son el resultado de fallas normales que se generaron durante la apertura del atlántico bajo un régimen de esfuerzos diferente al actual. Estas fallas bajo el régimen de esfuerzos actual tendrían una cinemática de fallas de desgarre con componente normal. Mientras que las fallas WSW-ENE corresponden a fallas inversas que elevan los bloques sur de las fallas. Serían equivalentes a los cabalgamientos que levantan los MGL más al este, pero con levantamientos menores, más segmentadas y más jóvenes. Serían las fallas que continuarían con la migración de la actividad tectónica que se observa en todo el Orogeno Alpino Cantábrico-Pirenaico (Martín-González y Heredia, 2011a; Martín-González et al. 2014).

Este grupo de fallas registra una actividad más joven de 450ka, con saltos en la vertical entre 10 y 20 m lo que supondría unas velocidades mínimas entre ~0,04 y ~0,02 mm/a para las fallas WSW-ENE con levantamiento del bloque sur.

Discusión

Evidencias de actividad tectónica reciente en Galicia están asociadas a un gran número y tipos de fallas, que se han reactivado o que continúan activas desde el Oligoceno superior. Las velocidades más altas observadas, entre $\sim 0,30$ y $\sim 0,44$ mm/a, en fallas de desgarre NE-SW son coherentes con las observadas con técnicas paleosísmicas mas al sur en este mismo tipo de fallas entre $0,30$ y $0,50$ mm/a (Rockwell et al., 2009; Cabral et al., 2011).

Las velocidades de levantamiento de la parte más occidental de los MGL durante el Mioceno superior, entre $\sim 0,12$ y $\sim 0,10$ mm/a, son similares a las calculadas para el tramo inferior del Miño, entre $0,10$ mm/a durante el Pleistoceno (Viveen et al. 2014).

Estudios detallados sobre las terrazas del río Miño indican gran variabilidad temporal de estas velocidades, desde velocidades que van desde los $0,13$ mm/a hasta los $0,07$ mm/a, pareciendo indicar en este sector una ralentización de la actividad (Viveen et al. 2012b).

Las velocidades calculadas para fallas individuales se encuentran entre los $\sim 0,02$ y los $\sim 0,44$ mm/a.

Esta actividad tectónica se ha observado afectando tanto a terrazas pleistocenas como afectando a morfologías fluviales en toda Galicia, sin embargo parece que la actividad tectónica migra hacia el oeste encontrándose fallas afectando exclusivamente terrazas Pleistocenas en la parte más occidental de Galicia.

Conclusiones

Evidencias de actividad tectónica reciente en Galicia están asociadas a un gran número de fallas y cinemáticas.

Las velocidades más altas observadas son de $\sim 0,30$ - $0,44$ mm/a en fallas de desgarre NE-SW.

Las velocidades de levantamiento de la parte más occidental de los MGL se encuentran entre $\sim 0,12$ - $\sim 0,10$ mm/a durante el Mioceno superior.

Las velocidades calculadas para fallas individuales se encuentran entre los $\sim 0,02$ y los $\sim 0,44$ mm/a.

Referencias bibliográficas

Alonso, J. A., Pulgar, J. A., García Ramos, J. C., Barba, P. (1996). Tertiary basins and Alpine tectonics in the Cantabrian Mountains (NW Spain). In: Friend, P. F., Dabrio, C.J., (eds.). *Tertiary Basins of Spain*, Cambridge Univ. Press, New York: 214-227.

Cabral, J., Perea, H., Figueiredo, P., Besana-Ostman, G.M., Brum da Silveira, A., Cunha, P.P., Gomes, A., Lopes, F.C., Pereira, D., Rockwell, T. (2010): Preliminary results of a paleoseismological study of the Vilarica fault (NE Portugal). In: Insua J.M., Martín-González, F. (eds.), *Contribución de la Geología al Análisis de la Peligrosidad Sísmica* Sigüenza (Spain): 41-44.

Martínez-Díaz, J.J., Capote, R., Tsige, M., Villamor, P., Martín-González, F., Insua, J.M. (2006). Seismic triggering in a stable continental area: The Lugo 1995-1997 seismic sequences (NW Spain). *Journal of Geodynamics* 41, 440-449.

Martín-González F., Freudenthal M., Heredia N., Martín-Suárez E. Y Rodríguez-Fernández R. (2014). Palaeontological age and correlations of the Tertiary deposits of the NW Iberian Peninsula: the tectonic evolution of a broken foreland basin. *Geological Journal* 49, 15-27

Martín-González, F. & Heredia N. (2011a). Complex tectonic and tectonostratigraphic evolution of an Alpine foreland basin: The western Duero Basin and the related Tertiary depressions of the NW Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, 502, 75-89.

Martín-González, F. & Heredia, N. (2011b). Geometry, structures and evolution of the western termination of the Alpine-Pyrenean Orogen relief (NW Iberian Peninsula). *Journal of Iberian Geology*, 37: 102-120.

Martín-González, F. (2009). Cenozoic tectonic activity in a Variscan basement: Evidence from geomorphological markers and structural mapping (NW Iberian Massif). *Geomorphology*, 107, 210-225.

Martín-González, F., Antón, L., Insua, J.M. De Vicente, G., Martínez-Díaz, J.J., Muñoz-Martín, A., Heredia, N., Olaiz A. (2012a). Seismicity and potentially active faults in the Northwest and Central-West Iberian Peninsula. *Journal of Iberian Geology* 38 (1), 52-69

Martín-González, F., Barbero, L., Capote, R., Heredia, N., Gallastegui, G. (2012b). Interaction of two successive Alpine deformation fronts: constraints from low-temperature thermochronology and structural mapping (NW Iberian Peninsula). *International Journal of Earth Sciences* 101, 1331-1342.

Rockwell, T., Fonseca, J., Madden, C., Dawson, T., Owen, L., A. Vilanova S. Y Figueiredo P. (2009). Palaeoseismology of the Vilarica Segment of the Manteigas-Bragança Fault in northeastern Portugal. In *Palaeoseismology: Historical and Prehistorical Records of Earthquake Ground Effects for Seismic Hazard Assessment*. Reicherter, K., Michetti, A.M. y Silva, P. G. (eds.) *The Geological Society, London, Special Publications*, 316, 237-258.

Rodríguez García, A., Quintana, L., González Menéndez L. y Suárez Rodríguez A. (2006). Neotectónica en el norte de Galicia: Fallas inversas de actividad cuaternaria en la cuenca fluvial del alveolo de Alfoz, Lugo Geogaceta, 40 23-26

Viveen, W., Schoorl, J.M., Veldkamp, A., van Balen, R.T., Desprat, S., Vidal-Romani, J.R. (2013). Reconstructing the interacting effects of base level, climate, and tectonic uplift in the lower Miño terrace record: a gradient modelling evaluation. *Geomorphology* 186, 96-118.

Viveen, W., Van Balen, R.T., Schoorl, J.M., Veldkamp, A., Temme, A.J.A.M., Vidal-Romani, J.R., (2012a). Assessment of recent tectonic activity on the NW Iberian Atlantic margin by means of geomorphic indices and field studies of the lower Miño River terraces. *Tectonophysics* 544-545, 13-30.

Viveen, W., Braucher, R., Bourlès, D., Schoorl, J.M., Veldkamp, A., Van Balen, R.T., Wallinga, J., Fernandez-Mosquera, D., Vidal-Romani, J.R., Sanjurjo-Sanchez, J., (2012b). A 0.65 Ma chronology and incision rate assessment of the NW Iberian Miño River terraces based on ^{10}Be and luminescence dating. *Global and Planetary Change* 94-95, 82-100.



PRIMEROS VALORES DE VELOCIDAD DE DESLIZAMIENTO LATERAL EN LA FALLA ALHAMA DE MURCIA BASADOS EN TRINCHERAS 3D

Preliminary lateral slip-rate based on 3D trenches and 3D software at the Alhama de Murcia fault (Murcia, Spain)

M. Ferrater (1), M. Ortuño (1), E. Masana (1), H. Perea (2), S. Baize (3), J.J. Martínez-Díaz (4), R. Pallàs (1), E. García-Meléndez (5), A. Echeverría (1), O. Corominas (1) y T. Rockwell (6).

- (1) RISKNAT Group. GEOMODELS. Departament de Geodinàmica i Geofísica, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, c/ Martí i Franquès, s/n, 08028 Barcelona, Spain. Email: marta.ferrater@ub.edu
(2) Barcelona Center for Subsurface Imaging (B-CSI), Departament de Geociències Marines - Institut de Ciències del Mar - CSIC, Psg. Marítim de la Barceloneta 37-49, 08003 Barcelona, Spain
(3) Institut de Radioprotection et Sûreté Nucléaire - Seismic Hazard Division (BERSSIN), BP 17, 92262 Fontenay-aux-Roses, France
(4) Departamento de Geodinamica, Universidad Complutense, Instituto de Geociencias IGEO (UCM,CSIC), C/ Jose A. Novais 2, 28040 Madrid, Spain
(5) Área de Geodinámica Externa, Facultad de CC. Ambientales, Universidad de León, Campus de Vegazana s/n 24071 León, Spain
(6) Department of Geological Sciences, San Diego State University, San Diego, CA 92182, USA

Resumen: La Falla de Alhama de Murcia (FAM, SE Península Ibérica) es una falla de salto en dirección izquierda con componente vertical. Estudios paleosísmicos previos caracterizaron la falla como sismogénica pero no consiguieron acotar de forma precisa su velocidad lateral, lo que limita el conocimiento real de su peligrosidad. Se presenta un estudio de trincheras 3D en el paraje de El Saltador (entre Lorca y Totana) con el objetivo de estimar la velocidad de deslizamiento lateral de la FAM. Se han identificado dos paleocanales de una edad calibrada máxima de 23,883-23,279 aC. dislocados lateralmente entre 20.2 y 7.6 m. Con estos valores, la velocidad mínima de deslizamiento lateral de la FAM es mayor a la considerada hasta el momento: 0.29-0.80 mm/año. Estos trabajos siguen en curso y se prevé mejorar la acotación temporal de esta dislocación.

Palabras clave: falla de salto en dirección, velocidad deslizamiento, trincheras 3D, software 3D.

Abstract: The Alhama de Murcia fault is a left-lateral strike-slip fault with a reverse component. Previous paleoseismic studies demonstrated its seismogenic nature but they did not obtained well constrained slip rate values, a good indicator of the seismic potential of a fault. In this paper we present new results from 3D trenching at the El Saltador site (between Lorca and Totana) with the aim to estimate the first tentative lateral slip rate for the AMF. We excavated nine new trenches and identified several channels that can be correlated on both sides of the fault. These channels indicate offsets that range between 20.2 and 7.6 m and are less than 23,883-23,279 B.C. calibrated age. The derived left-lateral slip-rate ranges between 0.29 and 0.80 mm/yr, a larger rate than considered in prior studies for the AMF. Work is still in progress to better constrain the ages of the offset channels.

Key words: left-lateral strike-slip fault, lateral slip-rate, 3D trenches, 3D software.

INTRODUCTION

The Alhama de Murcia fault (AMF) is a left-lateral strike-slip fault with a reverse component. Its seismic hazard has not been completely assessed. Previous paleoseismic studies have demonstrated its seismogenic nature but did not constrain the lateral component of its slip rate and proposed only some constraints on its vertical slip rate (Martínez-Díaz et al., 2003; Masana et al., 2004; Ortuño et al., 2012). The purpose of this paper is to present new information that constrains the left-lateral slip-rate of the AMF at the El Saltador site (between Lorca and Totana) to better determine its seismogenic potential. New trenches were excavated at El Saltador to expose buried channels in the sedimentologic record that might have been laterally offset by the fault. The dating of these units, together with their offsets, yields the first left-lateral slip-rate estimates for the AMF using paleoseismic features.

GEOLOGICAL SETTING

The AMF is one of the faults composing the Eastern Betics Shear Zone, EBSZ (Fig. 1). This fault system absorbs part of the deformation of the convergence between the Eurasian and African plates. It is a N 45 E – N 65 E left-lateral strike-slip fault with a reverse component.

Several earthquakes produced by the AMF are instrumentally recorded and inferred from pre-historical data (IGN, 2012), archeoseismologic data (Ferrater et al., 2013), and paleoseismic data (Martínez-Díaz et al., 2001; Masana et al., 2004; Ortuño et al., 2012). Paleoseismic studies suggest, with high uncertainty, that the vertical component of its slip-rate along the compressional parts of the fault ranges between 0.04 and 0.35 mm/yr (Martínez-Díaz et al., 2001; Masana et al., 2004; Ortuño et al., 2012). A lateral slip rate estimation of 0.21 mm/yr was proposed from the analysis of morphological features on the surface of the El Saltador Alluvial fan (Martínez-Díaz et al., 2003), however this value has

a high uncertainty due to the high degree of anthropogenic alteration of the original morphology. This work provides a new and better constrained lateral slip rate value of the fault from 3D paleoseismic data.

RESULTS AND DISCUSSION

At El Saltador site (6 km NE of Lorca, Fig. 1), nine new trench exposures were excavated, six of them parallel to the fault (Figs. 2 and 3). Two previous trenches at this same site suggest the occurrence of two paleoearthquakes (Martínez-Díaz et al., 2003; Masana et al., 2004). The main objective of these new trenches is to constrain the left-lateral slip-rate for the AMF by exposing linear features (i.e. paleochannels) that are offset by the fault. For the slip-rate calculation two parameters are required: 1) the measurement of the offset feature; and 2) its age.

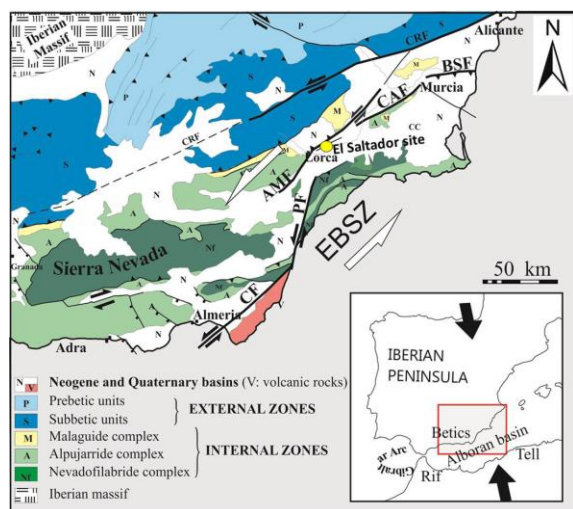


Figura 1: Mapa geológico de las Béticas Orientales. Leyenda: CRF, falla Crevillente; AMF, falla Alhama de Murcia; CAF, falla de Carrascoy; PF, falla de Palomares; CF, falla de Carboneras; EBSZ, Zona de Cizalla de las Béticas Orientales.

Figure 1. Geological map of Eastern Betics. Legend: CRF, Crevillente fault; AMF, Alhama de Murcia fault; CAF, Carrascoy fault; PF, Palomares fault; CF, Carboneras fault; EBSZ, Eastern Betics Shear Zone. Modified from Masana et al., 2004).

Offset measurement:

We measured the offset by detecting different piercing points in a buried channel system which are the intersection of linear features with the fault plane. In the stratigraphic record such linear features are channels or their components, such as the thalweg or channel margins.

We interpret unit D to be a fluvial channel because it has an erosive base and is filled by flood-driven

sediment (Fig. 4). Unit D shows two laterally distinct lobes (named channel 1 and channel 2) (Figs. 4 and 5). We used both channels for the offset measurements.

In a simplified way, a channel is a linear feature, but at a more detailed scale, its base is a surface composed by infinite lines. For example, the line that traces the lowest part of the channel at every perpendicular section (deepest line) is termed the thalweg. We have measured for each channel the offset between the lines that constitute: 1) the two banks or margins; and 2) the channel thalweg.

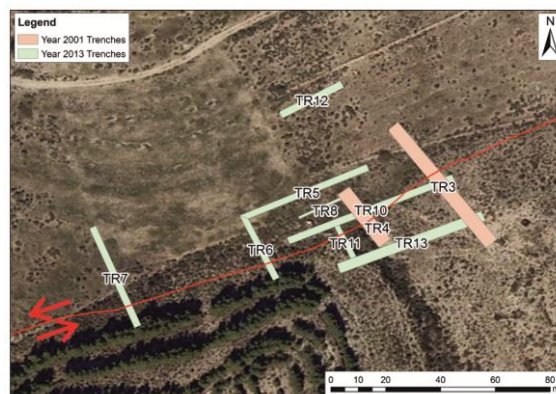


Figura 2: Fotografía aérea con la situación de las trincheras. Figure 2. Aerial photo with the location of the trenches.

We have estimated the trend of the channel by connecting the different outcrops of each feature considered. In the uplifted wall of the fault (SE), the uncertainty on the trend is higher as we only used the two walls of the same trench (trench 13) to estimate the trend. Further work will be done to lower this uncertainty as the two walls are very closely spaced. An additional trench will be dug between trench 13 and the fault (Fig. 2). At the other side of the fault, the uncertainty is much lower as we have several trench exposures of the features that we used to measure displacement (up to 4 trench walls).

The measurement of the lateral and vertical offsets was made with the help of GoCAD 3D software. The following information was considered for the offset measurement: 1) the logs of the walls of trenches 5, 10 and 13, where unit D is exposed; 2) the interpreted unit D lobes/channels; 3) the Alhama de Murcia fault plane; and 4) a Digital Elevation Model (DEM) of the site.

The total net offsets (table 1) for channel 1 range between 17.7 and 20.2 m, whereas for channel 2, they do between 7.7 and 10.1 m. The lateral components are 17.6-20.2 m and 7.6-10.1 m, respectively. The differences between the two lobes may be due to the fact that channel 2 is



Figura 3: Vista panorámica de las trincheras en el Saltador. Figure 3. Panoramic view of the El Saltador trenches

stratigraphically at a slightly higher level (although to simplify the units description they both are considered to be part of unit D), making channel 2 younger than channel 1. As these offsets are the consequence of several paleoearthquakes, there is the possibility that between the cutting of the two discrete channel elements, an earthquake happened, that produced additional slip, although without this event being stratigraphically recorded (see Ortuño et al., in this volume).

	Channel 1			Channel 2		
	Total	Lateral	Vertical	Total	Lateral	Vertical
Left bank	17.7	17.6	1.4	7.7	7.6	1.3
Right bank	20.2	20.2	1.5	10.1	10.1	0.9
Depo-centre	18.9	18.8	1.9	9.4	9.3	1.5

Tabla 1: Valores de dislocación de los canales en metros.

Table 1. Offset measurements (meters) for channels.

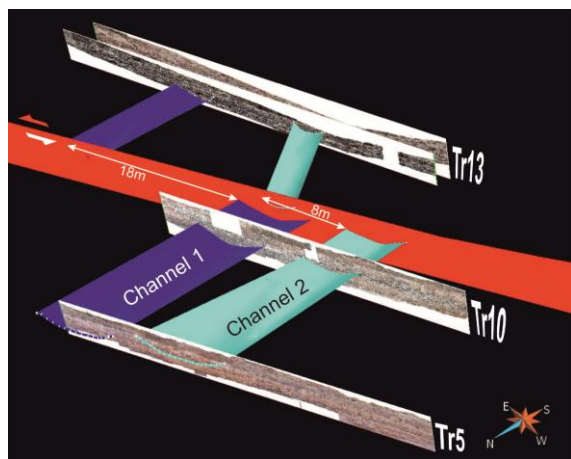


Figura 5: Modelo 3D de las trincheras 5, 10 y 13 (Fig. 2) creado con el programa GoCAD. Interpretación en proceso que permite la medida de la dislocación de los canales. Medidas del margen izquierdo representadas (Canal 1: distancia 3D = 17.7 m, distancia en mapa (XY) = 17.6m, distancia vertical = 1.4 m; Canal 2: distancia 3D = 7.7 m, distancia en mapa = 7.6 m, distancia vertical = 1.3 m).

Figure 5. 3D model of the trenches 5, 10 and 13 (Fig. 2) created with GoCAD software. This ongoing work interpretation allows the measurement of channels offsets. Measurements for the left bank of the channels (Channel 1: 3D distance = 17.7 m, Map distance (XY) = 17.6m, Vertical distance = 1.4 m; Channel 2: 3D distance = 7.7 m, Map distance = 7.6 m, Vertical distance = 1.3 m).

Dating:

Dating of the units described in El Salvador site is still in progress. We gathered samples to be dated using ^{14}C , OSL (Optically Stimulated Luminescence), AAR (Amino-acid racemization) and U-series applied to pedogenic carbonate (see Ferrater et al., in this volume).

A Radiocarbon-dated charcoal sample taken from unit H (in trench 6, shown in Ortuño et al., this volume), yields a calibrated age of 23,883-23,279 B.C. (2σ interval). Unit H is stratigraphically lower than unit D (several units lower, Fig. 4), thus making unit D (both lobes) younger than 23,883-23,279 B.C.

Lateral slip-rate calculation:

We obtain a minimum slip-rate, as we use a maximum age for unit D. For channel 1, the lateral slip-rate (17.6-20.2 meters in 21,210 years) is estimated to range between 0.68 and 0.80 mm/yr, whereas for channel 2 (7.6-10.1 meters in 21,210 years), the minimum rate ranges between 0.29 and 0.40 mm/yr. If channel 2 is significantly younger than channel 1, these offsets may end up yielding similar rates.

Even being considered a minimum, these values are higher than those suggested for the vertical slip-rate (0.04-0.35 mm/yr; Martínez-Díaz et al., 2003; Masana et al., 2004). This supports the interpretation that the predominant component of slip for the Alhama de Murcia fault is left-lateral (Bousquet, 1979; Martínez-Díaz, 1998). Preliminary GPS results in the area (see Echeverría et al. this volume) relative to stations located W from the AMF and E of the Palomares fault suggest even higher velocities. Thus, all evidence suggests that these slip rates are minimum values.

CONCLUSIONS

After the analysis of nine new trenches at the El Salvador site, we identified two buried channels in the sedimentologic record. These channels are correlatable on both blocs of the fault and show a clear offset in their projection towards the fault. Unit D is a maximum calibrated age of 23,883-23,279 B.C., but could be considerably younger. We suggest a preliminary minimum left-lateral slip-rate between 0.29 and 0.80 mm/yr. The offset measurements for the channels were done with GoCAS 3D software.

The results presented here complement the vertical slip-rate obtained by previous authors and suggest that the AMF might have a shorter recurrence period than considered to date, as indicated by the faster estimated slip rate. This should be taken into account in the seismogenic hazard assessment in the area.

FUTURE WORK

These results are not definitive. Additional trenching on the southwestern side of the fault will contribute to better constraints on the trend of the channels, and thus their projection towards the fault will be much more accurate and the uncertainty on the offset will be reduced. Further dating in course will also contribute to better constraints on the slip rate.

Acknowledgements: The authors were supported by research projects: CGL2011-30005-C02-02 SHAKE from the Spanish Ministry of Science and Innovation; and Project LE311A12-2 from Junta de Castilla y León. Fundings for the postdoctoral and doctoral fellowships were provided by Spanish Ministry of Economy and Competitiveness (Juan de la Cierva fellowship for H. Perea), Spanish Ministry of Education, Culture and Sport (FPU fellowship for M. Ferrater) and by the University of Barcelona (APIF fellowship for A. Echeverría). We are very grateful to Oscar Gratacós for his help with the GoCAD program.

References

Bousquet, J.C. (1979). Quaternary strike-slip faults in south-eastern Spain. *Tectonophysics*, vol. 52, pp. 277-286

Ferrater, M., Ortuño, M., Masana, M., Silva, P.G., Rodríguez-Pascua, M.A., Booth-Rea, G. & Azañón, J.M. (2013). Archaeoseismology in a Bronze aged settlement: La Tira del Lienzo (Totana, Spain). *4th International INQUA Meeting on Paleoseismology, Active Tectonics and Archeoseismology (PATA)*.

Instituto Geográfico Nacional, IGN, (2012). Servicio de información sísmica, catálogo de terremotos [en línea]. Instituto Geográfico Nacional. Disponible en: < <http://www.01.ign.es/ign/layoutIn/sismoFormularioCatalogo.do>>. Último acceso: 12 enero del 2012.

Martínez-Díaz, J.J. (1998). *Neotectónica y Tectónica Activa del Sector Centro-Occidental de la Región de Murcia y Sur de Almería (Cordillera Bética – España)*. Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid. 470 p.

Martínez-Díaz, JJ, E Masana, JL Hernández-Enrile, P Santanach (2001). Evidence for coseismic events of recurrent prehistoric deformation along the Alhama de Murcia fault, southeastern Spain. *Acta geológica hispánica* 36 (3), 315-327

Martínez-Díaz, J.J., Masana, E., Hernández-Enrile, J.L., & Santanach, P. (2003). Effects of Repeated Paleoeearthquakes on the Alhama de Murcia Fault (Betic Cordillera, Spain) on the Quaternary Evolution of an Alluvial Fan System. *Annals of geophysics*, 46(5), 775–91.

Masana, E., Martínez-Díaz, J.J., Hernández-Enrile, J.L., & Santanach, P. (2004). The Alhama de Murcia Fault (SE Spain), a seismogenic fault in a diffuse plate boundary: seismotectonic implications for the Ibero-Magrebien region. *Journal of Geophysical Research*, 109, 1–17.

Ortuño, M., Masana, E., García-Meléndez, E., Martínez-Díaz, J.J., Štěpančíková, P., Cunha, P.P., Sohbat, R., Canora, C., Buylaert, J.P. & Murray, A.S. (2012). An exceptionally long paleoseismic record of a slow-moving fault: the Alhama de Murcia fault (Eastern Betic shear zone, Spain). *Geol. Soc. Am. Bull.*, 124 (9–10), 1474–1494. <http://dx.doi.org/10.1130/B30558.1>.

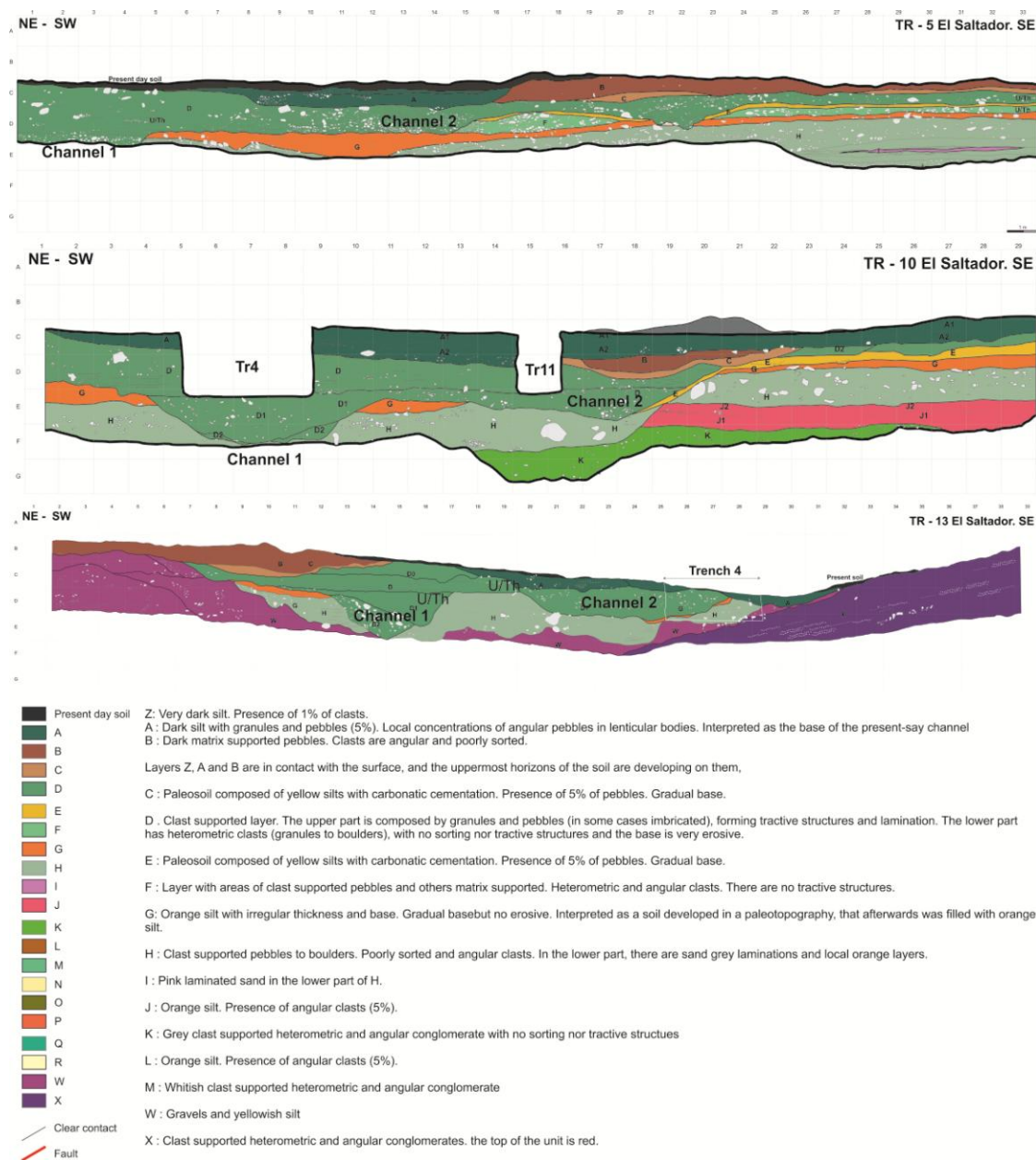


Figura 4: Trincheras 5, 10 y 13 en El Saltador. Leyenda adjunta. Ver posición en figuras 2 y 3
Figure 4. 5, 10 and 13 trenches in El Saltador site. Attached legend. Position in figures 2 and 3.



FINE GRAINED BODIES AS EVIDENCE OF “DUSTY” PALEOEARTHQUAKES IN THE ALHAMA DE MURCIA FAULT GEOLOGICAL RECORD

Depósitos de granulometría fina como evidencia de paleoterremotos en el registro geológico de la falla de Alhama de Murcia

E. Masana (1), M. Ortuño (1), M. Ferrater (1), H. Perea (2), S. Baize (3), A. Echeverría (1), R. Pallàs(1), E. García Meléndez (4), J.J. Martínez-Díaz (5), T. Rockwell,(6)

- (1) RISKNAT Group. GEOMODELS. Departament de Geodinàmica i Geofísica, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, c/ Martí i Franquès, s/n, 08028 Barcelona, Spain. Email: eulalia.masana@ub.edu
(2) Barcelona Center for Subsurface Imaging (B-CSI), Departament de Geociències Marines - Institut de Ciències del Mar - CSIC, Psg. Marítim de la Barceloneta 37-49, 08003 Barcelona, Spain
(3) Institut de Radioprotection et Sûreté Nucléaire - Seismic Hazard Division (BERSSIN), BP 17, 92262 Fontenay-aux-Roses, France
(4) Área de Geodinámica Externa, Facultad de CC. Ambientales, Universidad de León, Campus de Vegazana s/n 24071 León, Spain
(5) Departamento de Geodinámica, Universidad Complutense, Instituto de Geociencias IGEO (UCM,CSIC), C/ Jose A. Novais 2, 28040 Madrid, Spain
(6) Department of Geological Sciences, San Diego State University, San Diego, CA 92182, USA

Resumen/resumo: La FAM ha sido ya catalogada como sismogénica. Para mejorar su caracterización sísmica es necesario establecer detalladamente su secuencia de paleoterremotos. Se presentan aquí tres trincheras excavadas en El Saltador donde se han identificado interestratificadas en la secuencia aluvial varias unidades de sedimentos finos sin clasificación interna, con espesores máximos en la zona de falla y sin sedimentos análogos en el área fuente. Dado que durante el terremoto de Lorca de 2011 se describieron gran cantidad de caídas de bloques y nubes de polvo asociadas, sugerimos que estas unidades son el producto de la concentración de dicho polvo durante terremotos pasados en canales. Su transporte habría sido en forma de *mudflows* y el depósito se habría bloqueado contra el escarpe de falla a contrapendiente. Teniendo en cuenta esta interpretación las trincheras muestran evidencias de hasta ocho paleoterremotos que constituyen la secuencia sísmica más larga descrita en este segmento de la falla.

Palabras clave: Falla de Alhama de Murcia, caracterización de paleoterremotos, registro de nubes de polvo sísmicas.

Abstract: The AMF has been identified as seismogenic but its seismic characterization requires a better establishment of the seismic sequence. To this aim, we studied three trenches at El Saltador where we observed interstratified, fine-grained units with no internal structure that show maximum thickness next to the fault scarp and lack lithological analogues in the source area. Given that massive rock falls produced a large amount of dust after Lorca 2011 earthquake, we suggest these units may be the product of erosion of the dust during past earthquakes, its transport by mudflow, and its accumulation against uphill-facing fault scarp. According to this, the trench exposures provide evidence for up to eight paleoearthquakes, which would constitute the longest seismic sequence established on this fault segment to date.

Key words: Alhama de Murcia fault, Paleoearthquake evidence, seismic dust record.

Earthquake shaking triggers rock falls, and these generate “dust” over large areas. This phenomenon has been described from recent earthquakes, such as the 2010 M7.2 El Mayor-Cucapah earthquake in Baja California, Mexico) (Fletcher et al., 2014) or in the 2011 Lorca earthquake (oral communications of neighbors and videos published in the web). Following these observations, and based on the data obtained at the new El Saltador trenches, we suggest here that some earthquakes may produce a clear signal in the stratigraphical record if these fine sediments, spread along large areas, are finally drained and concentrated in erosive channels and mostly preserved in narrow areas adjacent to a fault scarp that blocks the drainage.

Our study is based on a paleoseismological analysis performed at El Saltador site, in the Lorca-Totana segment of Alhama de Murcia fault (Figure 1).

The Alhama de Murcia fault (FAM), first defined by Bousquet (1979), is a reverse left-lateral NE-SW trending fault that is more than 100 km in length, is part of the Eastern Betic Shear Zone, and plays, in Iberia, a major role in absorbing the 4-5 mm/yr convergence between the Iberian and African plates (McClusky et al., 2003, Masana et al., 2004). Previous studies have classified this fault as seismogenic according to paleoearthquake evidence (Silva et al., 1997; Martínez-Díaz et al., 2003; Masana et al., 2004, 2005; Ortuño et al., 2012). A long, but probably incomplete, seismic sequence is available for some segments, among which there is the Lorca-Totana segment, where this study is focused.

Segments along the AMF have been defined by different authors (Silva et al., 1992, Martínez Díaz, et al, 1998, 2012) according to the geological history, seismicity, and the faults' geomorphological

expression. The Lorca-Totana segment is composed of three branches among which the central is the most expressive geomorphologically and therefore, probably the one in which most of the surface activity of the major Alhama de Murcia fault concentrates. According to the morphology and to structural observations, this trace of the fault is mainly strike-slip but also has a reverse component that uplifts the southeastern wall and therefore blocks the drainage from the La Tercia range towards the Guadalentin depression, trapping different generations of alluvial fans along a NE-SW corridor parallel to the fault.

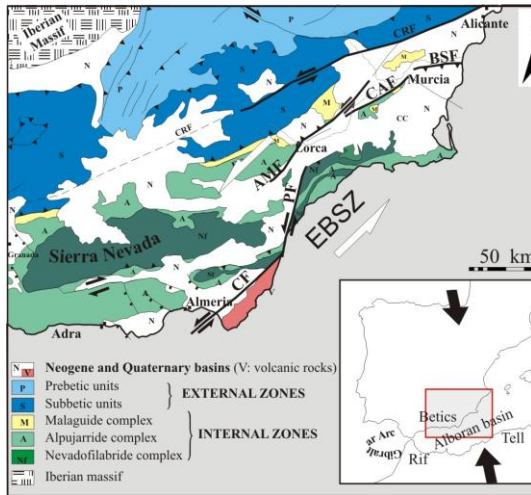


Figure 1. Map of the Eastern Betic Shear Zone (EBSZ) with indication of the main faults. CRF: Crevillente fault; BSF: Bajo Segura fault; CAF: Carrascoy fault; AMF: Alhama de Murcia fault; PF: Palomares fault; CF: Carboneras fault.

Previous trenches that were excavated perpendicular to the fault at El Saltador site (Martínez-Díaz et al., 2003, Masana et al., 2004) exposed evidence for two deformation events, one of which was probably produced by a distinct, very recent paleoearthquake and the previous deformation likely a result of multiple events. In this study, we excavated up to 11 new trenches, most of them with the aim to constrain the offset of buried channels, but two of them perpendicular to the fault with the aim of determining the position of the fault and of exposing evidence of a more complete paleoearthquake sequence. Here, we show evidence along these two trenches and along a parallel trench that illustrates the nature of the “dust” events (Figure 2).

The stratigraphy revealed by these trenches (Figure 2) is mainly composed of coarse alluvial gravel strata (Figure 2, units B, D, F, H...) separated by periods of non-deposition and development of soils (Figure 2, units C or E). Pebbles or cobbles within these units are composed of phillite and some limestone, eroded from La Tercia range strata.

This monotonous sequence is interrupted in the trenches by oxidized, fine-grained units (figure 5, units G, J, L, N, P) composed of silt and clay that contain some floating pebbles. These strata probably originated as mud flows that used preexisting erosive channels to flow from la Tercia range towards the Guadalentin depression (trench 5 shows how unit G is filling the lower parts of a paleochannel).

Trenches 6 and 7 were dug orthogonal to the fault. They show two types of deformational structures: a) faults located on its southeastern side and b) attenuated folds deforming strata up to unit E. Deformation in both cases is larger for older units than for younger ones, probably exhibiting evidence for the reverse slip component of the fault. Trench 5, being parallel to the fault, reveals the geometry of the silty units by showing how unit G behaves laterally.

We propose here that the fine grained units interpreted as mud flows are post-earthquake deposits and are linked genetically to the earthquakes themselves. The lines of evidence for this interpretation are the following:

1. Lithological. While the composition (clasts and matrix) of the units composing the alluvial fans in the area and in the trenches, mainly gravels, are easily correlatable with the composition of the units outcropping in the source area at La Tercia range, no correlation was found between these fine-grained oxidized units and the lithology in the source area: fine grained units with orangish colour are lacking in La Tercia range. Not even the regionally present Miocene marls, that could be a source of fine grained sediments, crop out in the source area (and are, otherwise, grey-yellowish in color).

2. Geometry and distribution. The fine grained units show a channelized base and a tabular upper contact, change abruptly in thickness at the fault line and are usually absent on the uplifted wall of the fault, suggesting that the channelized mud flow followed and filled previous drainage scars on the morphological surface and that they were blocked by the co-seismic fault scarp, forming sporadic and localized mud-sheets. In this location, the fault uplifts the southeastern wall and, thus, dams the drainage towards the Guadalentin depression. Considering the low resistance to erosion of the gravels that would compose the fault scarp, the deposition of these units must have taken place soon after the earthquake (during the first large storm).

3. Stratigraphical. These fine grained units constitute an anomaly in the regional stratigraphy of the alluvial fans that are mainly composed of gravels interbedded locally with soils. How to explain such a sudden change of the source lithology in the drainage area? Soil formation in the source area could provide some oxidized fine sediments. However it would not explain why these units are recurrently interbedded in the sequence: why soils were not slowly eroded while they are being formed and instead formed thick units with sharp contacts with its upper and lower units? Uplifted wall could constitute a source of fines although the orangish sediments are cropping out far upstream and therefore this is unlikely.

Landslides and block falls are classically linked to earthquake shaking. In dry areas block falls produce a large amount of dust and silts with their impacts. This has been described as very dusty events in areas with enough topography. Such a phenomenon was clearly described and documented with videos during the El Mayor-Cucapah earthquake in 2010 (<http://www.youtube.com/watch?v=oeB-e3yBIho>). These type of deposits has been documented in

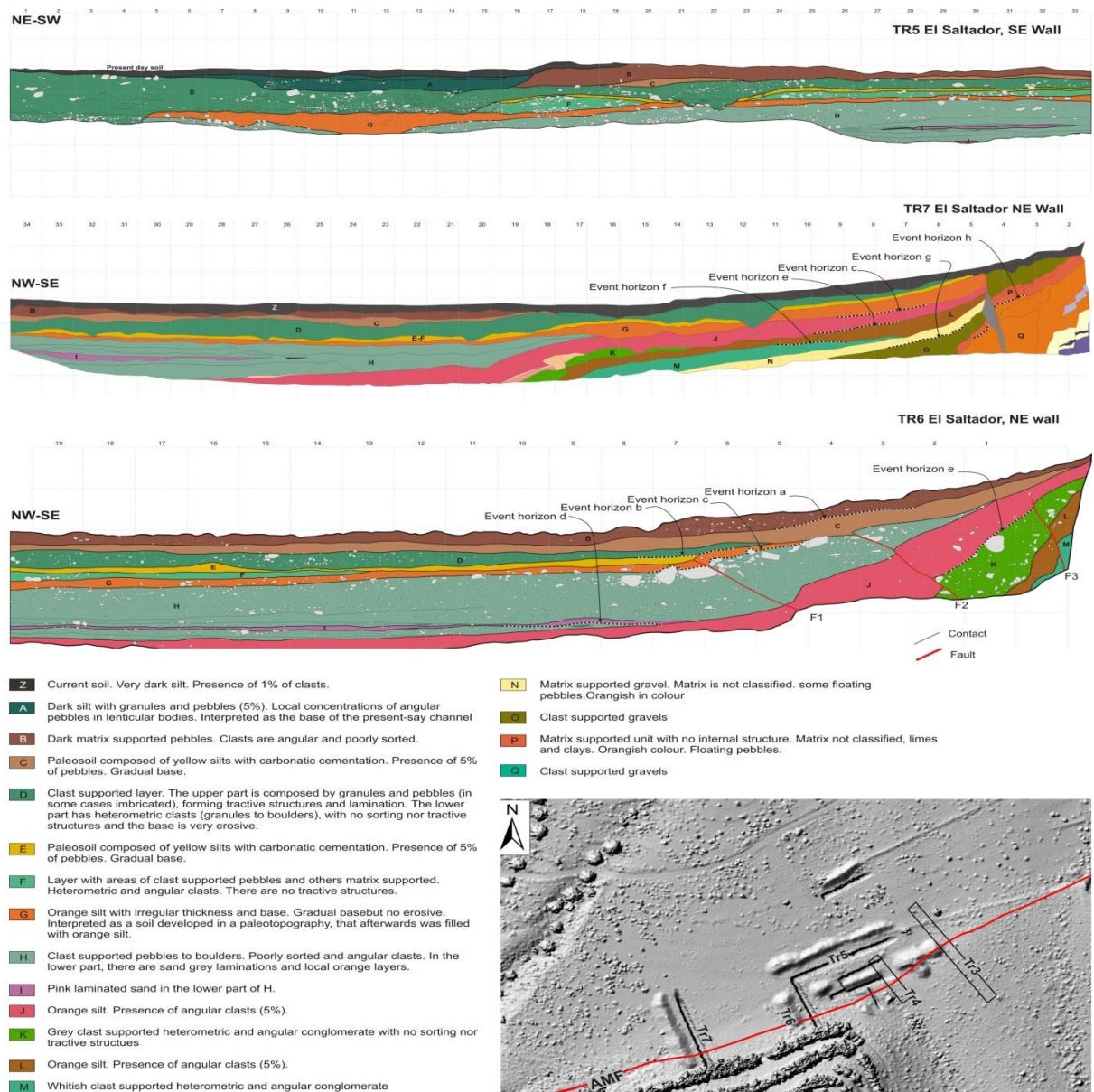


Figure 2. From top to bottom: logs of trenches 5, 7 and 6. Legend on the lower left. In the lower right corner, location map of the trenches at El Saltador site. Trenches 3 and 4 (Martínez-Díaz et al 2003, Masana et al 2004) are ancient and currently buried.

relation to seismic shaking in several trenches (Rockwell et al., 2014; Fletcher et al., 2014a, b). Even though the Lorca 2011 earthquake did not produce a surface rupture (the magnitude was moderate: Mw 5.1), it did produce a large number of rock falls (Ej.; Alfaro et al., 2012) and a number of descriptions of dusty clouds were documented (Martínez Díaz, et al., 2011, Rodríguez-Peces et al., 2012, Alfaro et al., 2012). Therefore, it is plausible that during a large earthquake (even larger than 2011, as we observe surface deformation on some of them in trenches), the AMF would be able to produce a large amount of dust that could be concentrated in creeks during the first drainage event after the earthquake. A large amount of fine sediment in the source area together with water can trigger mud flows that would drain from the range towards the lower areas. If the formed

fault scarp is counter slope it could dam the deposit. This would explain why the thickness of these units is greatest on the downthrown side of the fault, decreases in thickness rapidly away upstream from the fault, and is thin or not present downstream.

According to this interpretation of the fine-grained units, trenches 6 and 7 can be interpreted to provide evidence of a minimum of eight paleoearthquakes. Figure 2 shows the horizon events we used for this interpretation.

Event a: The bottom of unit C is offset by F2 at trench 6 (vertical 4) while its contact with unit B is not offset. This implies that a deformation event (paleoearthquake) took place after the deposition of

unit C or during its deposition. The event horizon could be placed also within unit C.

Event b: F1 is clearly deforming (folding) the bottom of unit G and its contact with unit E-F, while unit D is not folded. This suggests that an event different from event a took place after the deposition of unit E-F and before D.

Event c: Unit G was interpreted as a post-seismic dust concentration unit and therefore its base constitutes an event horizon.

Event d: Unit I is composed of fine, well sorted fine-grained sediment with internal lamination, but also with a part containing a large amount of lime and clay. This unit is not thus comparable with units G, J, L, N and P, as those do not show internal classification. However, the position of unit I, overlapping the deformation produced by F1 on the underlying deposits, and the high contents of lime, suggests a damming episode after the deformation of unit J. Such episodes are rare in the stratigraphic sequence and are therefore interpreted as an additional seismic event that modified the landscape, and dammed the stream draining towards the Guadalentín depression owing to the scarp uplift.

Events e, f, g and h: are based, in the same way as event c, on the presence of post-seismic dust concentration units J, L N and P, respectively.

In conclusion, we propose a new line of evidence for paleoearthquakes in this area that could be also described in other arid regions where earthquakes produce large amounts of dust due to rock falls. If correct, then there have been up to eight paleoearthquakes at El Saltador site, the longest earthquake sequence ever described along the Lorca-Totana segment of the fault. Further studies will focus on dating and correlating these events with lateral offsets, and thus to magnitude of paleoearthquakes, and will therefore allow us to better establish the seismic potential of the AMF.

Acknowledgements: This study was funded by CGL2011-30005-C02-02 SHAKE project (Spanish Ministry of Science and Innovation); Fundings for the postdoctoral and doctoral fellowships were provided by Spanish Ministry of Economy and Competitiveness (Juan de la Cierva fellowship for H. Perea), Spanish Ministry of Education, Culture and Sport (FPU fellowship for M. Ferrater).

References

- Alfaro, P., Delgado, J., García-Tortosa, F.J., Lenti, L., López, J.A., López-Casado, C., Martino, S. (2012). Widespread landslides induced by the Mw 5.1 earthquake of 11 May 2011 in Lorca, SE Spain, Engineering Geology (137-138) 40–52.
- Bousquet, J.C. (1979). Quaternary strike-slip faults in south-eastern Spain. Tectonophysics, vol. 52, pp. 277-286.
- Fletcher, J. M., Teran, O.J., Rockwell, T.J., Oskin, M., Hudnut, K.W., Mueller, K., Spelz, R.M., Akciz, S.O., Masana, E., Faneros, G., Morellan, A., Stock, J., Elliott, A., Gold, P., Jing Liu-Zeng, González, A., Lynch, D., Hinojosa, A. and González, J. (2014a). Assembly of a large earthquake from a complex fault system: surface rupture kinematics of the April 4, 2011 El mayor-Cucapah Mw 7.2 earthquake. Geosphere, 10 (3), 1-31.
- Fletcher, J., Rockwell, T., Teran, O., Hernandez, A. P., Mueller, K., Owen, L., Gold, P., Elliott, A., Akciz, S., Sharp, W., Gonzalez, A., Spelz, R. (2014b). 2013/2014 Friends of the Pleistocene field guide, 43 pp.
- Martínez-Díaz, J.J. (1998). Neotectónica y Tectónica Activa del Sector Centro-Occidental de la Región de Murcia y Sur de Almería (Cordillera Bética, España) [Ph.D. thesis]: Madrid, Spain, Universidad Complutense de Madrid, 466 p.
- Martínez-Díaz, J.J., Masana, E., Hernández-Enrile, J.L., and Santanach, P. (2003). Effects of repeated paleoearthquakes on the Alhama de Murcia fault (Betic Cordillera, Spain) on the Quaternary evolution of an alluvial fan system: Annals of Geophysics, v. 46, no. 5, p. 775–792.
- Martínez Díaz, J.J., Rodríguez-Pascua, M.A., Pérez López, R., García Mayordomo, J., Giner Robles, J.L., Martín-González, F., Rodríguez Peces, M., Álvarez Gómez, J.A., Insua Arévalo, J.M. (2011). Informe geológico preliminar del terremoto de Lorca del 11 de mayo de 2011, 5.1 Mw. Madrid: IGME. 47 p.
- Martínez-Díaz, J.J., Masana, E., and Ortuño, M. (2012). Active tectonics of the Alhama de Murcia fault, Betic Cordillera, Spain: Journal of Iberian Geology, v. 38 no. 1, p. 269–286, doi: 10.5209/rev_JIGE.2012.v38.n1.39218.
- Masana, E., Martínez-Díaz, J.J., Hernández-Enrile, J.L., and Santanach, P. (2004). The Alhama de Murcia fault (SE Spain), a seismogenic fault in a diffuse plate boundary: Seismotectonic implications for the Ibero-Magrebien region: Journal of Geophysical Research, v. 109, p. 1–17, doi:10.1029/2002JB002359.
- Masana, E., Pallàs, R., Perea, H., Ortuño, M., Martínez-Díaz, J.J., García-Meléndez, E., and Santanach, P. (2005). Large Holocene morphogenic earthquakes along the Albox fault, Betic Cordillera, Spain: Journal of Geodynamics, v. 40, p. 119–133, doi:10.1016/j.jog.2005.07.002.
- McClusky, S.R., Reilinger, S., Magmoud, D., Ben Sari & Tealed, A. (2003). GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions. Geophys. J. Int., 155, 126–138.
- Ortuño, M., Masana, E., García-Meléndez, E., Martínez-Díaz, J.J., Štěpánčíková, P., Cunha, P.P., Sohbat, R., Canora, C., Buylaert, J.P. & Murray, A.S. (2012). An exceptionally long paleoseismic record of a slow-moving fault: the Alhama de Murcia fault (Eastern Betic shear zone, Spain). Geol. Soc. Am. Bull., 124 (9–10), 1474–1494. <http://dx.doi.org/10.1130/B30558.1>.
- Rockwell, T., Ragona, D., Meigs, A., Owen, L., Costa, C., Ahumada, E. (2014). Inferring a Thrust-Related Earthquake History from Secondary Faulting: A Long Rupture Record of La Laja Fault, San Juan, Argentina. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 104, No. 1, 18 pp.
- Rodríguez-Peces, M. J., García-Mayordomo, J., Martínez-Díaz, J. J., Tsige, M. (2012). Inestabilidades de ladera provocadas por el terremoto de Lorca de 2011 (Mw 5,1): comparación y revisión de estudios de peligrosidad de movimientos de ladera por efecto sísmico en Murcia. Boletín geológico y minero, Vol 123, No 4, 459-472.
- Silva, P., Goy, J.L., and Zazo, C. (1992). Características estructurales y geométricas de la falla de desgarre de Lorca-Alhama: Geogaceta, v. 12, p. 7–10.
- Silva, P.G., Goy, J.L., Zazo, C., Lario, J., and Bardají, T. (1997). Paleoseismic indications along "aseismic" fault segments in the Guadalentín depression (SE Spain): Journal of Geodynamics, v. 24, p. 105–115, doi:10.1016/S0264-3707(97)00011-2.



EVIDENCIAS CUATERNARIAS DE DEFORMACIÓN SINISTRAL INVERSA EN EL SEGMENTO NE DE LA FALLA DE CARRASCOY (MURCIA, ESPAÑA)

Quaternary deformation evidence of left-lateral strike-slip with reverse component in the NE segment of the Carrascoy Fault (Murcia, Spain)

R. Martín-Banda (1), J.M. Insua-Arévalo (1), J. García-Mayordomo (2), A.E. Salazar-Rincón (2), E. Rodríguez-Escudero (3), J.A. Álvarez-Gómez (1), J.J. Martínez-Díaz (4)

(1) Dpto. Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense. c/ José Antonio Novais, 2. 28004-Madrid. raquem08@ucm.es; insuarev@geo.ucm.es; jaalvare@geo.ucm.es; jmdiaz@ucm.es

(2) Instituto Geológico y Minero de España. c/ La Calera, 1. 28760-Madrid. julian.garcia@igme.es; a.salazar@igme.es

(3) Dpto. Geología y Geoquímica, Facultad de Ciencias, Universidad Autónoma de Madrid. C/ Francisco Tomás y Valiente, 7, Módulo 06, 6ª planta, 28049-Madrid. emilio.rodriquez@uam.es

(4) Dpto. Geodinámica, Universidad Complutense, IGEO (UCM, CSIC) c/ José Antonio Novais, 2. 28004-Madrid. jmdiaz@ucm.es

Resumen/resumo: La Falla de Carrascoy (FCA) es una falla en dirección sinistral que forma parte del Corredor de Cizalla de las Béticas Orientales. Localizada en el borde norte de la sierra de Carrascoy, ha sido dividida en dos segmentos solapados (SO y NE) con una geometría y cinemática propia. El segmento SO tiene dos ramas, la más moderna (falla Casas Nuevas-Algezares) se separa de la rama principal (falla Nor-Carrascoy) hacia la Depresión del Guadalentín con una clara cinemática cabalgante. Por su parte, el segmento NE presenta una sola rama, la falla Nor-Carrascoy, que se extiende entre las pedanías murcianas de El Palmar y Los Ramos. Su cinemática más reciente es direccional sinistral con una cierta componente inversa que disminuye hacia su extremo norte. Este trabajo muestra las evidencias geológicas y geomorfológicas de la cinemática del segmento NE.

Palabras clave: Falla en dirección sinistral, fallas activas, SE de España, Murcia

Abstract: The Carrascoy Fault (CAF) is a left-lateral strike-slip within the Eastern Betic Shear Zone. It is located at the northern edge of the Carrascoy Range and it has been divided into two overlapping segments (SW and NE) with different geometry and kinematics. The south-western segment has two strands, the youngest strand (Casas Nuevas-Algezares Fault) splits of the main strand (Nor-Carrascoy Fault) basinwards with a clear thrust kinematics. The north-eastern segment has only one strand (Nor-Carrascoy Fault) and extends between the El Palmar and Los Ramos districts. Its more recent kinematics is left-lateral strike-slip with some reverse component which decreases toward its northern tip. This work shows geological and geomorphological evidence of the NE segment Quaternary kinematics.

Key words: Left-lateral strike-slip fault, active faults, SE Spain, Murcia

La Falla de Carrascoy (FCA) está localizada en las Zonas Internas de la Cordillera Bética conocidas como Dominio de Alborán. Junto con las Fallas del Bajo Segura, Alhama de Murcia, Palomares y Carboneras constituye el Corredor de Cizalla de las Béticas Orientales (Fig. 1A), una de las principales estructuras de acomodación de la convergencia entre las placas Euroasiática y de Nubia desde el Neógeno superior en el Mediterráneo más occidental (Bousquet, 1979; De Larouzière et al., 1988; Sanz de Galdeano, 1990; Silva et al., 1993).

La FCA es una falla en dirección sinistral que controla los relieves más importantes del borde norte de la Sierra de Carrascoy y su articulación con la Depresión del Guadalentín (Silva, 1994; Sanz de Galdeano et al., 1998). La FCA se extiende entre las pedanías murcianas de Casas Nuevas y Zeneta con una dirección SO-NE y tiene aproximadamente 32 km de longitud.

Hasta el momento la FCA ha sido dividida en tres segmentos principales: uno meridional (Casas Nuevas-El Palmar), otro central (El Palmar-Zeneta) y

otro septentrional (Jacarilla-Guardamar, hoy identificado como la Falla del Bajo Segura), en función de la variación regional del modelo estructural y cinemática de la falla (Silva, 1994).

Las dimensiones y actividad cuaternaria de la FCA hacen que tenga un importante potencial sísmico, máxime si consideramos la proximidad de la misma a núcleos de población densamente habitados como la ciudad de Murcia. Por ello, trabajos recientes han llevado a cabo una revisión cartográfica de la traza de la falla así como estudios paleosísmicos que han revelado nuevos aspectos cinemáticos de la FCA, dando lugar a una segmentación más ajustada a las nuevas observaciones (Martín-Banda et al., en este volumen).

Esta nueva segmentación divide la FCA en dos segmentos solapados (Fig. 2): el segmento SO, cuyas ramas más recientes (falla Casas Nuevas-Algezares) se separan hacia el noroeste de la rama Nor-Carrascoy presentando un carácter inverso muy puro, y el segmento NE, localizado entre las localidades de El Palmar y Los Ramos, donde la

deformación más moderna se concentra en la misma banda que la rama Nor-Carrascoy con

características muy similares (Fig.1B).

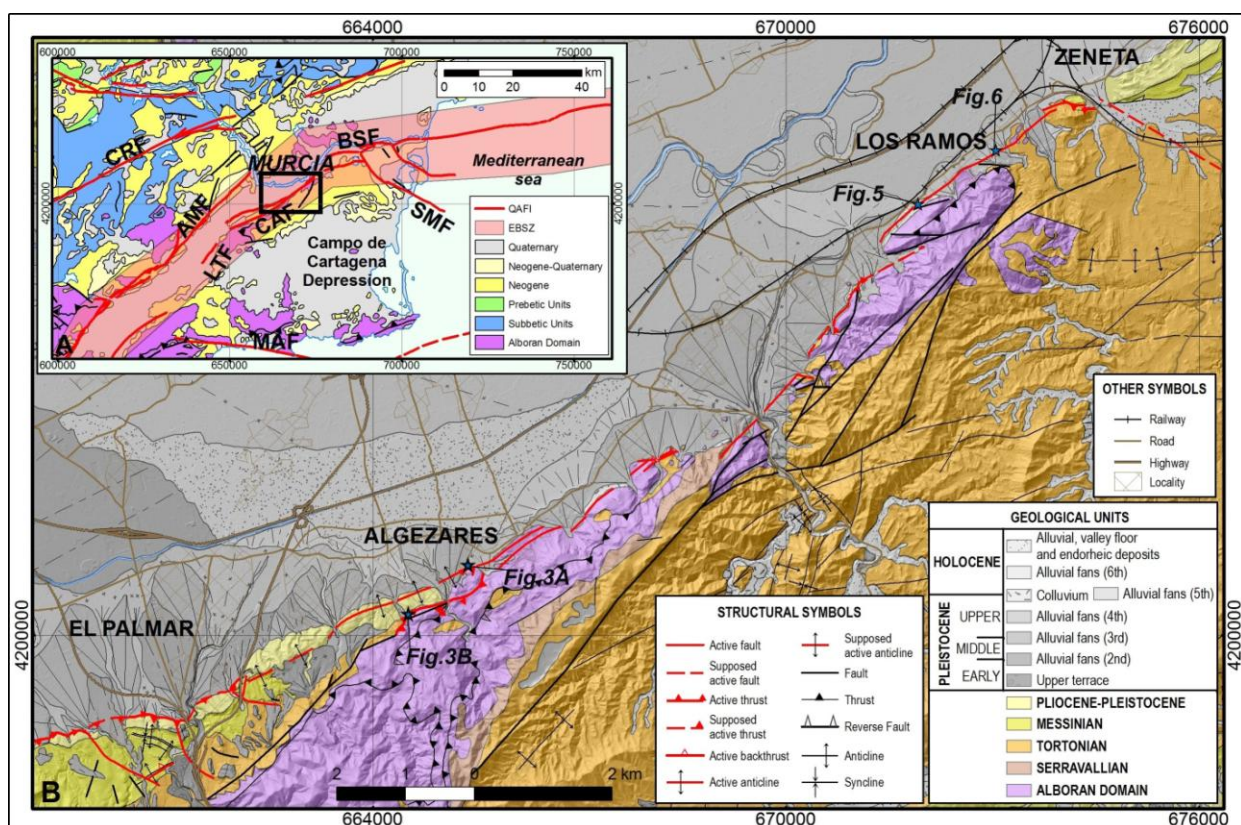


Figura 1: A. Contexto geológico general de la Falla de Carrascoy. El rectángulo muestra la localización de la figura B. CRF: Falla de Crevillente, AMF: Falla de Alhama de Murcia, BSF: Falla del Bajo Segura, SMF: Falla de San Miguel de Salinas, CAF: Falla de Carrascoy, LTF: Falla Los Tollos, MAF: Falla de Mazarrón. B. Mapa geológico del segmento NE. European Datum 1950 – Huso 30 Norte.

Figure 1. A. Regional geological setting of the Carrascoy Fault. The rectangle shows the location of the B figure. CRF: Crevillente Fault, AMF: Alhama de Murcia Fault, BSF: Bajo Segura Fault, SMF: San Miguel de Salinas Fault, CAF: Carrascoy Fault, LTF: Los Tollos Fault, MAF: Mazarrón Fault. B. Geological map of the NE segment.

Los trabajos previos realizados en la FCA (Silva, 1994; Sanz de Galdeano et al., 1998) se centran principalmente en el segmento SO y aunque coinciden en el carácter sinistral del segmento más NE ninguno aporta evidencias claras de esta cinemática durante el Cuaternario.

El objetivo principal de este trabajo es presentar las evidencias geológicas y geomorfológicas de la cinemática sinistral inversa del segmento NE, puestas de manifiesto durante la realización de los trabajos de revisión cartográfica de la traza de FCA.

Observaciones de campo

El segmento NE está formado por fallas en dirección sinistral con cierta componente inversa más o menos importante según la zona a considerar. Discurre por el borde norte de los relieves principales de la Sierra de Carrascoy entre las pedanías de El Palmar y Los Ramos. Por ello, estas fallas junto con su prolongación hacia el extremo suroccidental de la Sierra de Carrascoy se han denominado comúnmente como Falla Nor-Carrascoy.

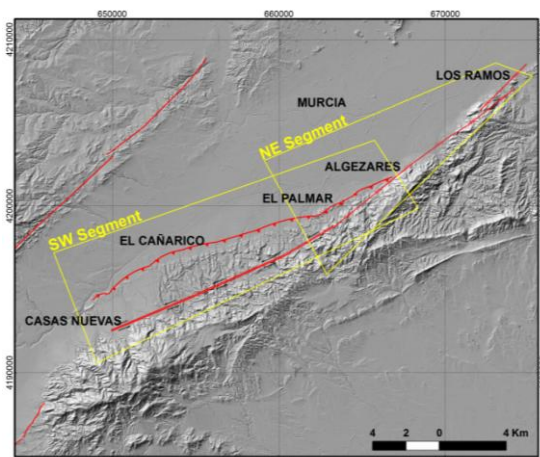


Figura 2: Segmentación de la FCA (Martín-Banda et al., en este volumen).

Figure 2. Segmentation of the CAF (Martín-Banda et al., in this volume).

Un poco más al este de El Palmar (en Algezares), ramas más modernas se separan de la rama Nor-Carrascoy con una dirección N70E y con una cinemática claramente inversa observable hasta el extremo más occidental de la FCA. Se ha detectado que esta cinemática inversa de bajo ángulo coexiste

con fallas direccionales entre las pedanías de El Palmar y Algezares (Fig. 3), de ahí que el límite occidental de este segmento sea El Palmar y no Algezares (Fig. 2), porque constituye el punto a partir del cual no se observan deformaciones en dirección afectando a materiales cuaternarios.

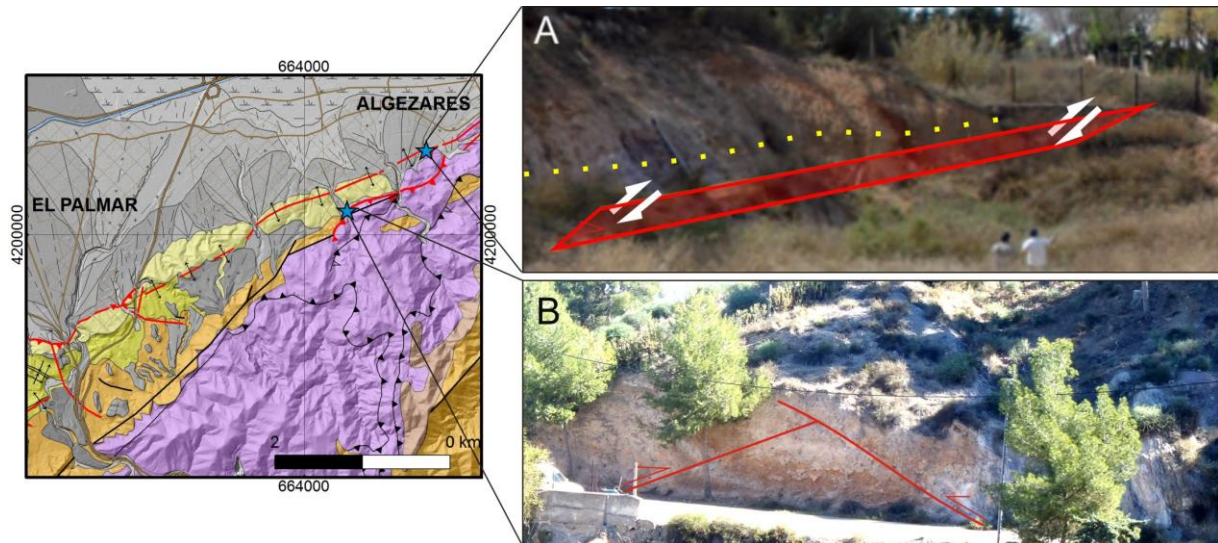


Figura 3: Estructuras inversas en la zona de solape entre ambos segmentos. A- Cabalgamiento que pliega depósitos coluviales a pie del relieve principal en la localidad de Algezares. Línea de puntos: traza axial del pliegue tumbado asociado a la falla. B- Retrocabalgamiento localizado al suroeste de la estructura anterior (Santo Ángel) afectado por otro cabalgamiento. Tanto el retro como el cabalgamiento afectan depósitos de abanico aluvial de 4ª generación (Pleistoceno superior).

Figure 3. Reverse structures in the area of overlapping between both segments. A- Thrust folding colluvial deposits at the foot of the main relief in the Algezares locality. Line of points: axial trace of overturned fold associated with the fault. B- Backthrust located southwest of the previous structure (Santo Ángel) and displaced by a more modern thrust. Both backthrust and thrust deform the 4th generation alluvial fan deposits (Upper Pleistocene).

Las ramas más recientes del segmento NE se localizan prácticamente en la misma banda de deformación que la rama Nor-Carrascoy. Se observa que fallas más modernas paralelas al actual frente montañoso exhuman otras zonas de cizalla también frágiles pero con características que indican condiciones de mayor profundidad (cataclasitas) y con direcciones más E-O (N76E-N86E) relacionadas con el funcionamiento direccional de la rama Nor-Carrascoy.

El segmento NE se caracteriza porque pone en contacto los relieves de la Sierra de Carrascoy con los depósitos coluvionares y de abanicos aluviales que articulan la sierra con la Depresión del Guadalentín. En este sector, la sierra está constituida fundamentalmente por las rocas metamórficas del Dominio de Alborán y muestra un relieve moderado y continuo, aunque perdiendo altitud hacia su extremo más nororiental. Esta variación de altitud coincide con la variación de la componente inversa observada en las fallas sinestrales que es más importante en el sector occidental del segmento (Fig. 3).

Los depósitos cuaternarios afectados por las fallas de este segmento se corresponden con depósitos de

abanicos aluviales del Pleistoceno medio y superior así como depósitos coluvionares de edades comprendidas entre el Pleistoceno superior y Holoceno, edades obtenidas por correlación geomorfológica y estratigráfica, pendientes de confirmar por datación mediante OSL y U-Th.

Estos depósitos localizados a pie de los relieves suelen presentar una discordancia angular progresiva formando abanicos de capas con pérdida de buzamiento hacia el N (Fig. 4) que marcan la componente inversa de estas fallas subverticales. En el extremo nororiental del segmento, donde los relieves de la Sierra de Carrascoy prácticamente han desaparecido (Fig.5), las fallas más recientes ponen en contacto mecánico a los depósitos tortonienses que rodean la sierra con los depósitos de abanicos aluviales del Pleistoceno superior encajados en los mismos. Las estrías observadas en estos planos de falla marcan un movimiento direccional muy puro en este tramo final del segmento (Fig.6).

Las evidencias geológicas y geomorfológicas mostradas en este trabajo ponen de manifiesto la relación directa entre la componente inversa de este segmento y la entidad del relieve actual (Fig. 5).



Figura 4: Discordancia angular progresiva formando abanico de capas en depósitos aluviales proximales (Pleistoceno superior-Holoceno).

Figure 4. Progressive angular unconformity in proximal alluvial fan deposits (upper Pleistocene-Holocene).

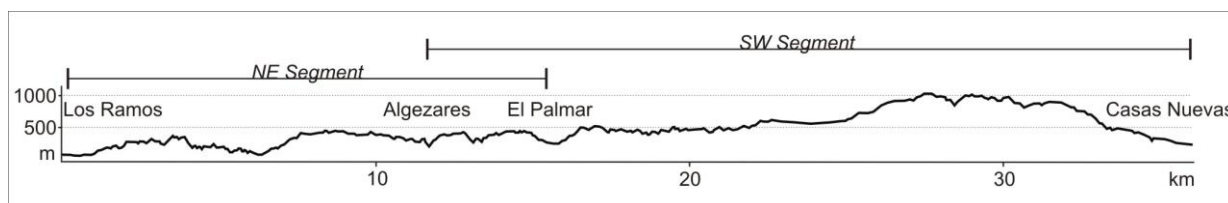


Figura 5: Perfil longitudinal de las sierras de Carrascoy y Cresta del Gallo.

Figure 5. Topographic cross section along the Carrascoy and Cresta del Gallo ranges.

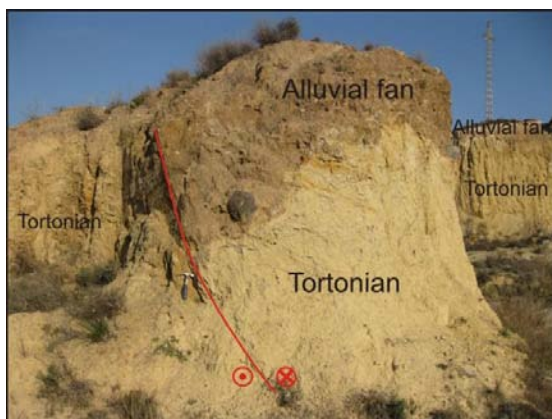


Figura 6: Falla en dirección en el extremo nororiental del segmento (Los Ramos).

Figure 6. Strike-slip fault at the northeastern tip of the segment (Los Ramos district).

Agradecimientos: Esta investigación se ha financiado a través del proyecto SISMOGEN (IGME, 2279) y una asistencia técnica del Servicio de Protección Civil de Murcia.

Referencias bibliográficas

- Bousquet, J.C. (1979). Quaternary strike-slip faults in southern Spain. *Tectonophysics*, 52, 277-286.
- De Larouzière, F., Bolze, J.J., De Larouzière, F.D., Montenat, C., Ott d'estevou, P. (1988). The Betic segment of the lithospheric Trans-Alboran shear zone during the Late Miocene. *Tectonophysics*, 152, 41-52.
- Martín-Banda, R., García-Mayordomo, J., Isua-Arévalo, J.M., Salazar-Rincón, A.E., Rodríguez-Escudero, E., Álvarez-Gómez, J.A., Martínez-Díaz, J.J., Medialdea, A., Herrero, M.J. (en este volumen). Nueva segmentación de la Falla de Carrascoy (SE de España). Potencial sismogénico del segmento SO.
- Sanz de Galdeano, C. (1990). Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to the present. *Tectonophysics*, 172, 107-119.
- Sanz de Galdeano, C., López-Garrido, A.C., García-Tortosa, F.J. (1998). Nuevos datos para la estimación de los valores de levantamiento desde el Tortoniano Superior a la actualidad en la parte centro-occidental de la Sierra de Carrascoy (provincia de Murcia). *Geogaceta*, 23, 139-142.
- Silva, P.G., Goy, J., Somoza, L., Zazo, C., Bardají, T. (1993). Landscape response to strike-slip faulting linked to collisional settings: Quaternary tectonics and basin formation in the eastern Betics, southeastern. *Tectonophysics*, 224, 289-303.
- Silva, P.G. (1994). Evolución Geodinámica de la depresión del Guadalentín (Murcia) desde Mioceno Superior hasta la actualidad: Neotectónica y Geomorfología. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, Madrid (España). 642 pp.



POTENCIAL SISMOGÉNICO DEL SEGMENTO SO DE LA FALLA DE CARRASCOY, CORDILLERA BÉTICA (SE DE ESPAÑA)

Seismogenic potential of the SW segment of the Carrascoy Fault, Betic Ranges (SE Spain)

R. Martín-Banda (1), J. García-Mayordomo (2), J.M. Insua-Arévalo (1), A.E. Salazar-Rincón (2), E. Rodríguez-Escudero (3), J.A. Álvarez-Gómez (1), J.J. Martínez-Díaz (4), A. Medialdea (5), M.J. Herrero (6)

- (1) Dpto. Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense. c/ José Antonio Novais, 2. 28004-Madrid. raquem08@ucm.es; insuarev@geo.ucm.es; jaalvare@geo.ucm.es
(2) Instituto Geológico y Minero de España. c/ La Calera, 1. 28760-Madrid. julian.garcia@igme.es; a.salazar@igme.es
(3) Dpto. Geología y Geoquímica, Facultad de Ciencias, Universidad Autónoma de Madrid. C/ Francisco Tomás y Valiente, 7, 28049-Madrid. emilio.rodriguez@uam.es
(4) Dpto. Geodinámica, Universidad Complutense, IGEO (UCM, CSIC) c/ José Antonio Novais, 2. 28004-Madrid jmdiaz@ucm.es
(5) Dpto. Petrología y Geoquímica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense. c/ José Antonio Novais, 2. 28004-Madrid. mjherrer@ucm.es
(6) Nordic Laboratory for Luminescence Dating, Dept. of Geoscience, Aarhus University, Denmark. a.medialdea@sheffield.ac.uk

Resumen: La Falla de Carrascoy (FCA) forma parte del Corredor de Cizalla de las Béticas Orientales. Sus dimensiones y evidencias de actividad cuaternaria así como su cercanía a la ciudad de Murcia hacen necesario profundizar en el conocimiento de su estructura y cinemática. La revisión cartográfica de la traza revela ciertos aspectos de la cinemática de la falla que nos llevan a proponer una nueva segmentación de la FCA. El estudio paleosísmico del segmento SO es coherente con la segmentación, obteniéndose una magnitud máxima M_w de $6,7 \pm 0,1$ con un intervalo de recurrencia medio de $3,3 \pm 0,7$ ka para dicho segmento. Teniendo en cuenta que la edad del último terremoto registrado en los puntos estudiados se ha acotado como posterior a los 4900 años BP, pudiendo llegar a ser más moderno de 2730 BP, el próximo gran terremoto originado por el segmento SO de la FCA podría tener lugar en los próximos siglos.

Palabras clave: Paleosismología, cabalgamiento, SE de España, Murcia.

Abstract: The Carrascoy Fault (CAF) is located within the Eastern Betic Shear Zone. Its size, Quaternary activity evidence and proximity to the Murcia City, highlights the importance of study in depth both its tectonic structure and kinematics. A cartographic revision of the fault trace showed some aspects of its kinematics that led us to propose a new segmentation of the CAF. The paleoseismic study of the SW segment resulted consistent with the segmentation, obtaining an estimated maximum magnitude M_w 6.7 ± 0.1 with an averaged recurrence interval 3.3 ± 0.7 ka. The time of the last surface-rupture earthquake in the studied places has been limited as post-4900 years BP, but very likely younger than 2730 BP. The next major earthquake may occur within the next few centuries.

Key words: Paleoseismology, thrust, SE Spain, Murcia.

La convergencia entre las placas Euroasiática y de Nubia en el Mediterráneo más occidental se produce a una velocidad de 4,5 - 5,6 mm/a (De Mets et al., 1994; McClusky et al, 2003). Esta convergencia es absorbida principalmente por el cinturón de deformación del Tell, en el norte de Argelia, y por el Corredor de Cizalla de las Béticas Orientales, un conjunto de fallas activas de orientación general NE-SO con tasas de deslizamiento bajas y periodos inter-sísmicos largos (Masana et al., 2004) (Fig. 1A).

El grado de conocimiento del potencial sismogénico de cada una de las fallas que constituyen este corredor es bastante desigual. En este sentido destacan las fallas de Carboneras, Alhama de Murcia y Bajo Segura objeto de numerosos estudios paleosismológicos (p.e. Moreno et al., 2008; Ortuño et al., 2012; Alfaro et al, 2012). Por su parte, la Falla de Carrascoy, FCA, ha sido objeto principalmente de estudios regionales (Silva, 1994; Sanz de Galdeano et al., 1998; García-Mayordomo y Álvarez-Gómez, 2006). La falta de estudios paleosismológicos, la complejidad cartográfica de la falla así como la cercanía de la misma a la extensa área

metropolitana de la capital de Murcia, hacen necesario profundizar en el conocimiento de la estructura y cinemática de la FCA.

La FCA es una falla sinistral inversa con buzamiento al sur que controla el borde norte de la Sierra de Carrascoy y su prolongación hacia el noreste (Sierra Cresta del Gallo), así como la articulación de estos relieves con la adyacente Depresión del Guadalentín (Silva, 1994; Sanz de Galdeano et al., 1998) (Fig. 1B). En función de los cambios regionales detectados en el modelo geométrico y cinemático de la falla, Silva (1994) dividió la FCA en dos segmentos: Zeneta- El Palmar y El Palmar-Casas Nuevas.

La revisión cartográfica y el estudio paleosísmico de la FCA presentado en este trabajo revelan nuevos aspectos cinemáticos de la falla que implican un nuevo modelo de segmentación de la falla (segmentos solapados) y de su evolución desde el Plioceno, así como revelan también los parámetros que definen el potencial sismogénico de la falla (Martín-Banda et al., submitted).

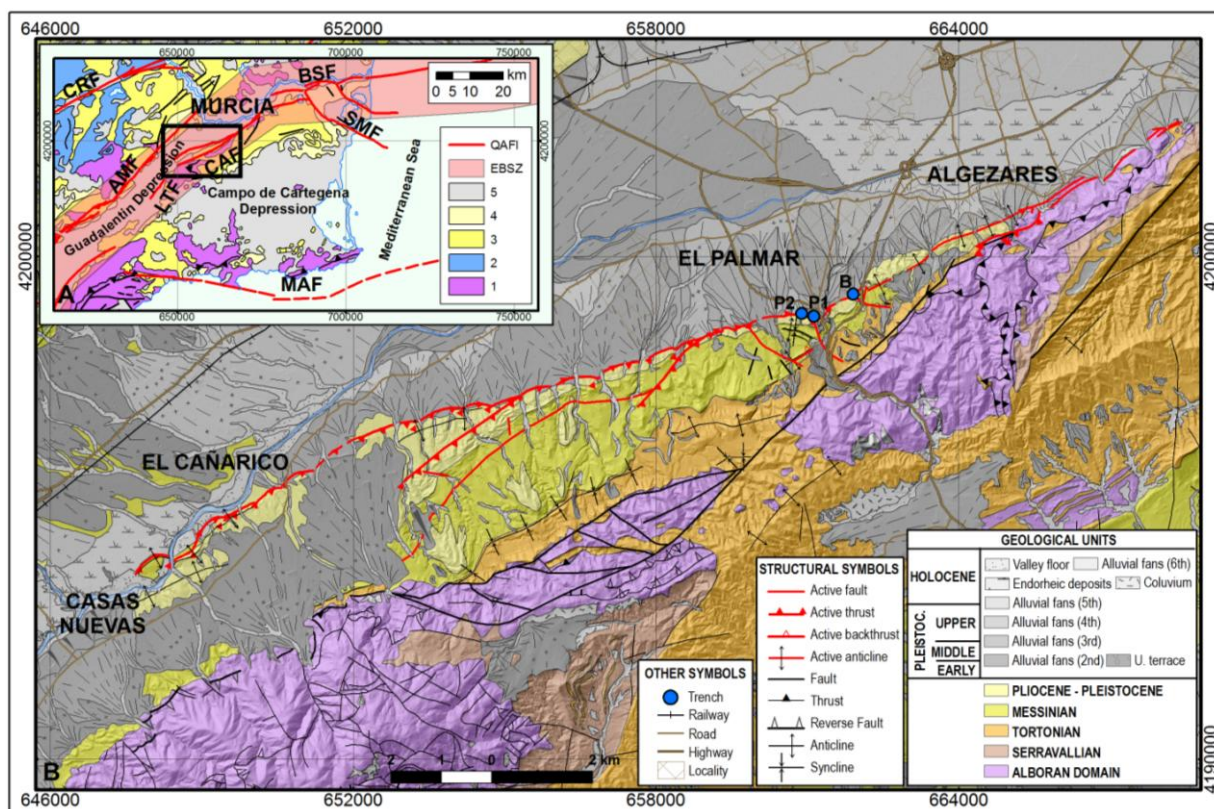


Figura 1: A. Situación geológica de la FCA (1- Dominio Alborán, 2- Subbético, 3- Neógeno, 4- Neógeno-Cuaternario, 5- Cuaternario). El rectángulo delimita la figura 1B. B. Cartografía geológica de detalle del segmento SO de la FCA.

Figure 1. A. Geological setting of the CAF (1- Alboran Domain, 2- Subbetic, 3- Neogene, 4- Neogene-Quaternary, 5- Quaternary). The rectangle shows the 1B figure. B. Detailed geological mapping of the SW segment of the CAF.

Segmentación de la FCA

La FCA se puede dividir en dos segmentos solapados (Fig.2): el segmento NE y el segmento SO.

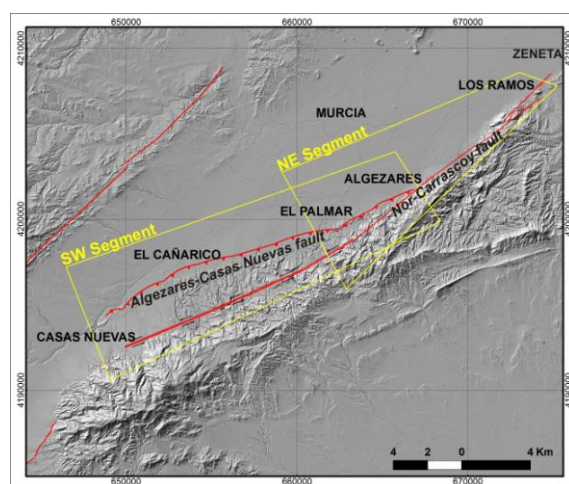


Figura 2: Segmentación de la FCA propuesta en este trabajo.

Figure 2. CAF segmentation proposed in this work.

El segmento NE se extiende entre las localidades de Los Ramos y El Palmar y se caracteriza por presentar una estrecha zona de falla, conocida como Nor-Carrascoy (Silva, 1994), que muestra una cinemática sinistral con componente inversa desde

el Neógeno superior. Esta falla controla un frente montañoso destacado y nítido de orientación N50E formado por rocas metamórficas del Dominio de Alborán. Por su parte, el segmento SO está formado por una zona de falla más ancha que se abre hacia el noroeste desde la localidad de Algezares (situada al noreste de El Palmar) hasta la pedanía de Casas Nuevas (Fig. 2). Esta zona de falla está limitada por dos ramas principales conectadas en profundidad: la rama meridional, que constituye la prolongación de la falla Nor-Carrascoy hacia el suroeste, y la rama septentrional, denominada falla Algezares-Casas Nuevas, de orientación N65E, que representa la rama más moderna y activa del segmento SO.

La falla Algezares-Casas Nuevas está formada por una serie de cabalgamientos ciegos y pliegues asociados que controlan el frente montañoso más reciente del segmento SO. Este frente mucho más modesto en altitud que el que define la rama Nor-Carrascoy pone en contacto depósitos continentales plio-cuaternarios (Unidad Roja) -ligados ya a la actividad de la rama Nor-Carrascoy- con sedimentos aluviales del Cuaternario más reciente de la Depresión del Guadalentín. El área comprendida entre las fallas Nor-Carrascoy y Algezares-Casas Nuevas se interpreta como una zona de pliegues y cabalgamientos desarrollados en el *foreland* de la falla Nor-Carrascoy.

Estudio paleosismológico del segmento SO

Para el estudio paleosísmico del segmento SO se han estudiado las paredes expuestas en la

excavación de dos trincheras, Palmar-1 y Palmar-2, así como un corte de carretera próximo a la urbanización Buenavista localizado en la zona de solape de ambos segmentos (localización de los afloramientos en Fig. 1B).

Tanto la zanja Palmar-1 (Fig. 3A) como el corte Buenavista (Fig. 4) se sitúan a pie del actual frente montañoso formado por el plegamiento de la Unidad Roja. En ambos casos, se han identificado un conjunto de fallas inversas de bajo ángulo afectando a materiales de la Unidad Roja previamente plegados y a formaciones aluviales más recientes, algunas de ellas sintectónicas (Fig. 3A y 4). Además, se han reconocido fallas en dirección afectando principalmente a los materiales de la Unidad Roja, actualmente también plegadas en la zanja Palmar-1. La Unidad Roja presenta a techo el desarrollo de una calcreta (unidad E en Palmar-1 y unidad C en Buenavista). Este desarrollo edáfico tiene lugar bajo unas condiciones climáticas apropiadas y una tasa de sedimentación baja prolongada, reflejo de unas condiciones tectónicas estables. En la actualidad esta calcreta se encuentra formando parte del flanco delantero de un anticlinal de propagación de falla. Teniendo en cuenta las condiciones necesarias para la formación de una calcreta, su desarrollo tuvo que ser anterior al plegamiento. La calcreta ha sido datada mediante el método de U-Th en $209,1 \pm 6,2$ ka (Herrero et al. 2014) acotando la edad del inicio del plegamiento, así como del fin de la deformación por fallas en dirección, al menos en la zona de El Palmar, donde aparecen plegadas.

En Buenavista, estas fallas en dirección coexisten con la fase de plegamiento, ya que están afectando a los materiales plegados de la Unidad Roja. Este hecho es coherente con el modelo propuesto de zona de solape entre los dos segmentos, donde se superponen deformaciones propias de cada uno de los segmentos. El cambio de cinemática detectado en torno a los 209 ka tuvo que ser inducido por un cambio en la orientación de máximo acortamiento horizontal (Shmax) desde NNE-SSO (N170E) a NO-SE (N155E), coherente con lo observado por Somoza (1989) en zonas cercanas para el Pleistoceno medio y con los movimientos recientes de GPS medidos por la red Quateneo (p.e. Koulali et al, 2011) así como con la actual convergencia

regional entre las placas euroasiática y Nubia (p.e. Stich et al, 2007).

Por su parte, la zanja Palmar-2 se excavó sobre la traza de la falla en la salida de un abanico aluvial del actual frente montañoso. Una potente formación aluvial no deformada aparece discordante sobre un pequeño afloramiento de Unidad Roja (Fig.3B). Dos muestras de carbón (P2-2C y P2-3C) tomadas en los niveles limosos de los depósitos aluviales y analizadas mediante AMS nos han permitido conocer la edad de los sedimentos más modernos sin deformar en la zona de El Palmar, 8400-8320 y 9430-9130 Cal BP, respectivamente. Esta datación junto con la datación de los niveles limosos de la unidad más reciente deformada en la zanja Palmar-1 (unidad N) mediante OSL restringen la edad del último evento sísmico de la zona entre 14,1 y 8,3 ka. Cabe destacar que esta edad es bastante más antigua que la del último terremoto registrado en Buenavista, que tuvo que ser posterior a 4,8 ka o incluso después de 2730 BP. Estas edades han sido obtenidas por datación de los limos de la unidad K mediante OSL, y de la materia orgánica contenida en el sedimento mediante AMS, respectivamente. Esta última aportaría la edad del paleosuelo desarrollado en la unidad K cuyas estructuras edáficas también se observan deformadas. Esta contradicción en la edad del último terremoto identificado en cada zona de estudio se podría explicar con el modelo de segmentación propuesto por erosión del último evento en la zanja Palmar-1, aunque también cabe la posibilidad de la existencia de una rama localizada un poco más al norte de las trincheras en el área de El Palmar, cuyas evidencias geomorfológicas habrían sido borradas por la intensa antropización de la zona. Se ha estimado la tasa de deslizamiento medio mediante la restitución de la parte superior de la Unidad Roja en un corte geológico realizado desde la zanja Palmar-1 hasta la Sierra de Carrascoy. Teniendo en cuenta un acortamiento total medido de 65 ± 15 m (valores de las estrías muy próximas a 90°) y un buzamiento de $30 \pm 10^\circ$ se ha obtenido una tasa de deslizamiento de $0,37 \pm 0,08$ m/ky, coherente con la estimada en el corte de Buenavista ($0,34 \pm 0,09$ m/ky) a partir de la medida del desplazamiento total del techo de la unidad D ($2,2 \pm 0,3$ m) y la edad de la unidad E suprayacente ($6,9 \pm 1,8$ ka).

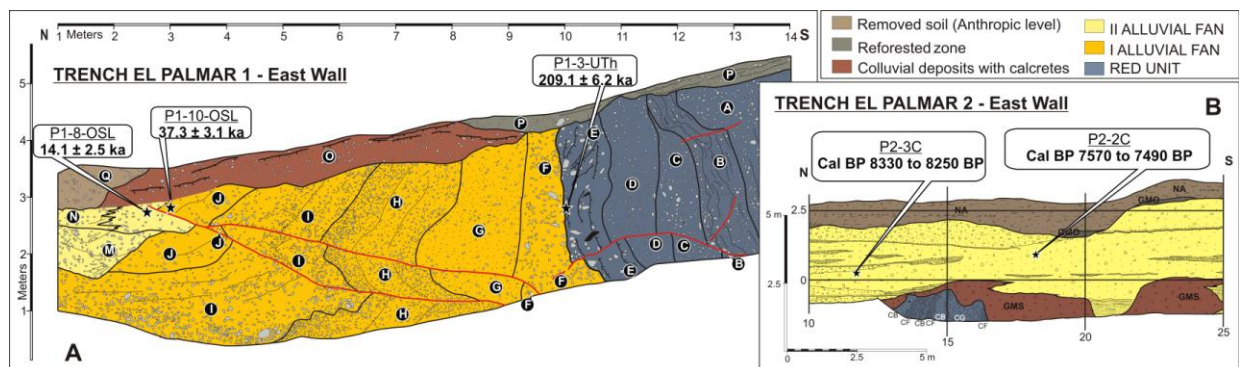


Figura 3: Esquema geológico de las zanjas Palmar-1 (A) y Palmar-2 (B). Localización de las muestras y edades obtenidas.

Figure 3. Geological scheme of the Palmar-1 (A) and Palmar-2 (B) trenches. Location of the samples and obtained ages.

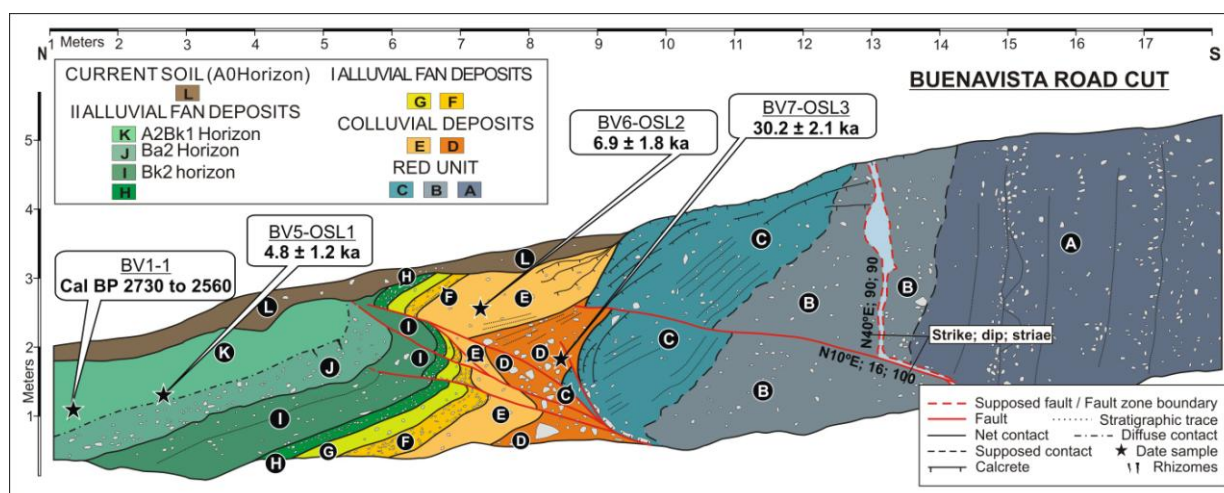


Figura 4: Esquema geológico del corte de carretera Buenavista. Localización de las muestras y edades obtenidas.

Figure 4. Geological scheme of the Buenavista road cut. Location of the samples and obtained ages.

Considerando la tasa estimada en la zona del Palmar-1, $0,37 \pm 0,08$ m/ky, y un desplazamiento neto medio por evento de $1,19 \pm 0,14$ m calculado a partir de las mediciones realizadas tanto en Buenavista como en la zanja Palmar-1, resultan un total de 9 a 11 eventos para el último periodo de $30,2 \pm 2,1$ ka. Es interesante destacar que de todos ellos, tan solo se pueden identificar en las trincheras los 3-4 últimos eventos rompiendo en superficie. También se ha calculado la magnitud del terremoto máximo del segmento SO y su periodo de recurrencia a partir de la longitud y área de rotura así como del desplazamiento medio por evento (p.e. Stirling et al., 2013), resultando una Mw de $6,7 \pm 0,1$ y un intervalo de recurrencia medio de $3,3 \pm 0,7$ ka. Teniendo en cuenta que la edad del último terremoto registrado en Buenavista se estima alrededor de 2730 BP, y en cualquier caso mucho más tarde de 4,9 ka, el próximo gran terremoto se espera que ocurra en los siguientes siglos.

Agradecimientos: Esta investigación se ha financiado a través del proyecto SISMOGEN (IGME, 2279) y una asistencia técnica del Servicio de Protección Civil de Murcia.

Referencias bibliográficas

- Alfaro, P., Bartolomé, R., Borque, M.J., et al. (2012). The Bajo Segura Fault Zone: Active blind thrusting in the Eastern Betic Cordillera (SE Spain). *Journal of Iberian Geology*, 38 (1), 271-284.
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. & Stein S. (1994). Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimate of current plate motions. *Geophys. Res. Lett.*, 21, 2191-2194.
- García-Mayordomo, J. & Álvarez-Gómez, J.A. (2006). Estimación del terremoto máximo posible y su intervalo de recurrencia en la Falla de Carrascoy (Murcia) para su implementación en el cálculo de la peligrosidad sísmica de la región. *Geogaceta*, 39, 51-54.
- Herrero, M.J., Insua-Arevalo, J.M., García-Mayordomo, J. & Martín-Banda, R. (2014). Pleistocene calcrete deposits from southern Spain as indicators of climatic conditions and tectonic activity. *Geophysical Research Abstracts* Vol. 16, EGU2014-12130-1.
- Koulali, A., Ouazar, D., Tahayt, A., et al. (2011). New GPS constraints on active deformation along the Africa-Iberia plate boundary. *Earth and Planetary Science Letters*, 308, 211-217.
- McClusky, S.R., Reilinger, S., Mahmoud, D. Ben Sari, & Tealeb A. (2003). GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions. *Geophys. J. Int.*, 155, 126-138.
- Martín-Banda, R., García-Mayordomo, J., Insua-Arevalo, J.M., Salazar, A., Rodríguez-Escudero, E., Álvarez-Gómez, J.A., Medialdea, A. & Herrero, M.J. (submitted). Quaternary activity and seismogenic potential of the SW segment of the Carrascoy Fault Zone: new insights on the Eastern Betic Shear Zone (SE Spain). *Tectonics*.
- Masana, E., Martínez-Díaz, J.J., Hernández-Enrile, J.L. & Santanach, P. (2004). The Alhama de Murcia fault (SE Spain), a seismogenic fault in a diffuse plate boundary: Seismotectonic implications for the Ibero-Magrebien region. *J. Geophys. Res.*, 109, B01301.
- Moreno, X., Masana, E., Gràcia, E., Bartolomé, R. & Piqué-Serra, O. (2008). Estudio paleosismológico de la Falla de Carboneras: Evidencias tierra-mar de actividad tectónica reciente. *Geo-Temas*, 10, 11035-1038.
- Ortuño, M., Masana, E., García-Meléndez, E., Martínez-Díaz, J.J., et al. (2012). An exceptionally long paleoseismic record of a slow-moving fault: The Alhama de Murcia fault (Eastern Betic shear zone, Spain). *Geological Society of America Bulletin*, 124 (9-10), 1474-1494.
- Sanz de Galdeano, C., López-Garrido, A.C. & García-Tortosa, F.J. (1998). Nuevos datos para la estimación de los valores de levantamiento desde el Tortonense Superior a la actualidad en la parte centro-occidental de la Sierra de Carrascoy (provincia de Murcia). *Geogaceta*, 23, 139-142.
- Silva, P.G. (1994). *Evolución Geodinámica de la depresión del Guadalentín (Murcia) desde el Mioceno Superior hasta la actualidad: Neotectónica y Geomorfología*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, Madrid (España). 642 pp.
- Somoza, L. (1989). *El Cuaternario litoral entre Cabo de Palos y Guardamar del Segura (Murcia-Alicante). Evolución geodinámica en relación con las variaciones del nivel del mar*. Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid. 352 pp.
- Stich, D., Martín, J.B. & Morales, J. (2007). Deformación sísmica y asísmica en la Zona Béticas-Rift-Alborán. *Revista Soc. Geol. España*, 20 (3-4), 311-319.
- Stirling, M., Goned, T., Berryman, K. & Litchfield, N. (2013). Selection of earthquake scaling relationships for seismic-hazard analysis. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 103 (6), 1-19.



ACTIVIDAD CUATERNARIA DEL SISTEMA DE ESTRUCTURAS ASOCIADO A LA FALLA DE SOCOVOS (BÉTICAS ORIENTALES)

Quaternary activity of the structures associated with the Socovos fault system (Eastern Betics)

L.A. Pérez-Valera (1), M. Sánchez-Gómez (1,2) A. Azor (3) y F. Pérez-Valera (2)

- (1) Dpto. Geología, Universidad de Jaén. Campus Las Lagunillas, s/n. 23071 Jaén. laperez@ujaen.es, msgomez@ujaen.es.
(2) Centro de Estudios Avanzados de Ciencias de la Tierra, Universidad de Jaén. 23071 Jaén (España). fperez@ujaen.es.
(3) Dpto. Geodinámica, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada. Av. Fuentenueva, s/n. 18071 Granada. azor@ugr.es

Resumen: La Falla de Socovos presenta un sistema de estructuras asociado a su desarrollo en el que se concentra una parte muy importante de la deformación cuaternaria que ha pasado inadvertida hasta ahora. Este sistema de estructuras consta de pequeñas fallas con orientaciones diferentes a la Falla de Socovos pero formadas bajo el mismo régimen de esfuerzos; pliegues que producen el levantamiento de unidades cuaternarias próximas a la zona de falla. Adicionalmente pueden observarse desplazamientos en materiales depositados sobre el plano principal de la Falla de Socovos (abanicos aluviales y travertinos). Tienen especial interés las pequeñas fallas, que con longitudes máximas de 4 km, o bien se encuentran genéticamente relacionadas con la Falla de Socovos, o cortan y desplazan el plano principal. Estas fallas presentan actividad durante el cuaternario más reciente (Pleistoceno Superior) y podrían desempeñar un papel importante en la sismicidad de magnitud moderada a baja.

Palabras clave: Falla de Socovos, sismicidad, Fallas Riedel, deformación cuaternaria.

Abstract: The Socovos Fault shows a structure system associated with its development. The structure system accommodated an important part of the strain that has gone unnoticed until now. This system consists in small faults with a different strike to the Socovos Fault but related to the same stress context; folding that produce the uplift of Quaternary units deposited close to the fault zone and faulting of units deposited over the main fault plane of Socovos Fault (alluvial fan deposits and travertines). The small faults have a maximum length of 4 km and they could be related with the development of the Socovos Fault or not. In the latter case, these faults cut the main fault plane. These small faults shows activity during the recent Quaternary (Upper Pleistocene) and could play an important role in the seismicity of moderate to low magnitude.

Key words: Socovos Fault, seismicity, Riedel Faults, Quaternary deformation.

La Falla de Socovos es una estructura de importancia litosférica que mostró su mayor actividad desde el Mioceno medio hasta el Mioceno superior (Pérez-Valera et al., 2013). No obstante existen evidencias de que la Falla en la actualidad sigue produciendo desplazamientos (Sánchez-Gómez et al., 2010), alguno de ellos posiblemente sísmicos (Sánchez-Gómez et al., 2011).

La reactivación de fallas en marcos cinemáticos diferentes a lo largo de un periodo amplio geológico, implica problemas de adaptación de las superficies existentes a cambios en la orientación del elipsoide de esfuerzos, como parece ser el caso de las Cordilleras Béticas (e.g. Galindo-Zaldívar et al., 1993). Por otra parte, las fallas que llegan a acumular un gran desplazamiento, generan amplios sistemas de fracturas que pueden alcanzar un desarrollo espacial importante (Fossen, 2010) y donde existe una jerarquía bien establecida (Leever et al., 2011). Consecuentemente, cambios en la orientación de los esfuerzos, ya sean locales o regionales, pueden implicar cambios en la jerarquización del sistema de fallas (Leever et al., 2011).

En este trabajo se muestra como una parte importante de la deformación cuaternaria que se atribuye a la Falla de Socovos está producida en realidad dentro del sistema de fallas asociado. Éste

sistema forma un cortejo de estructuras, algunas de ellas de hasta 4 kilómetros de longitud cartografiable, con desplazamientos globales de varios metros durante del Cuaternario. Finalmente se discute el posible papel sísmico que estas fallas podrían desempeñar frente a la función del plano principal.

La Falla de Socovos se sitúa en el sureste de la Península Ibérica, en la parte oriental de la Cordillera Bética (Figura 1). Constituye el límite septentrional del Arco de Cazorla y tiene una orientación que varía entre este-oeste en su parte oriental y noroeste-sureste en su segmento más occidental. Separa a lo largo de su traza los diferentes dominios que componen las Zonas Externas Béticas: Prebético Externo, Prebético Interno y Subbético. A lo largo de su trazado de más de 80 km presenta una zona de falla más o menos amplia con una anchura media de 300 m, que muestra diversas estructuras asociadas al movimiento dextrorso de esta falla. Fuera de esta zona, se pueden encontrar dos tipos de fallas asociadas al plano principal: las que cortan al plano principal sin una relación genética evidente; y aquellas que corresponderían al juego de fracturas de una hipotética zona de cizalla que comprendiera en su interior al plano principal. Estas últimas constituyen ocasionalmente ramificaciones o relevos del plano principal respondiendo a adaptaciones

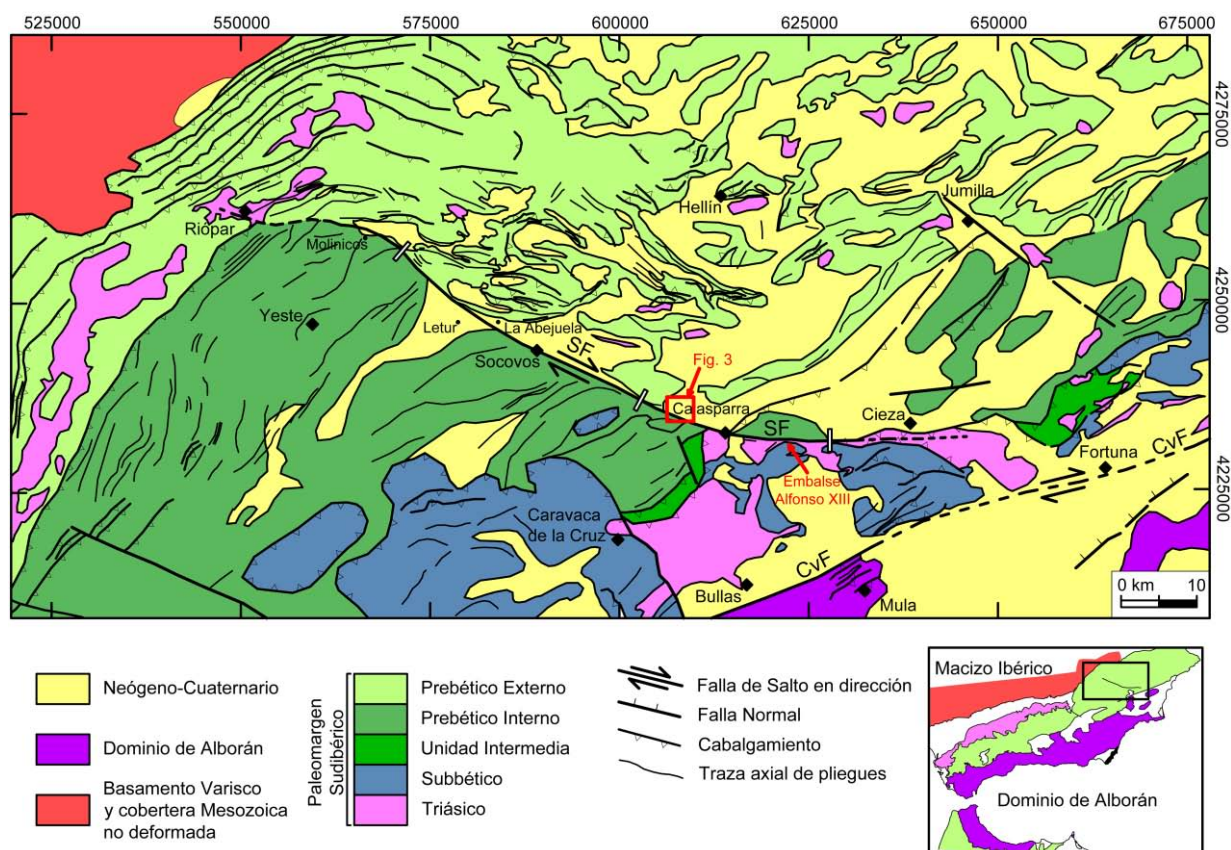


Figura 1: Esquema tectónico de la Falla de Socovos. Los rectángulos huecos sobre la Falla indican los límites entre los segmentos. (SF: Falla de Socovos; CvF: Falla de Crevillente).

Figure 1. Tectonic map of the Socovos Fault. Empty rectangles mark the segment limits (SF: Socovos Fault; CvF: Crevillente Fault).

geométricas cuando cambia la dirección de la traza principal.

En relación a la actividad cuaternaria, el cortejo de estructuras asociadas a la Falla de Socovos muestra diversas evidencias de actividad reciente. La más occidental hasta ahora detectada se produce a lo largo del segmento central (Figura 1) denominado de La Abejuela (Sánchez-Gómez et al., 2010), donde se encuentran travertinos ligados a fuentes asociadas al plano principal. Estos travertinos forman diversos cuerpos que poseen una zonación de edades congruente con el desplazamiento de la falla, desde los más antiguos (posiblemente Plioceno Superior) hasta los que son actualmente activos. Uno de estos cuerpos de travertinos situado en el paraje del "Almazarán", al norte de Letur, aparece fracturado y desplazado cuando se sitúa sobre el plano principal. El desplazamiento se produce a través de numerosas fracturas que tienen una geometría en relevo, acumulando un desplazamiento horizontal de aproximadamente 400 metros y un desplazamiento vertical prácticamente nulo. Este cuerpo travertínico es correlacionable con los de edad Plioceno Superior, por lo que una estimación de la tasa de desplazamiento nos arrojaría un valor de 0,10-0,15 mm/año, que es congruente con las tasas de desplazamiento esperables para esta zona (e.g. Nocquet, 2012) y que coinciden con las estimadas por otros autores para esta falla (García-Mayordomo, 2005; Pérez-López et al., 2010).

En el segmento de Calasparra, más al este (Figura 1), las evidencias de deformación reciente en el plano principal quedan restringidas a unos pocos afloramientos de sedimentos cuaternarios. Estos sedimentos corresponden a depósitos de tipo abanico aluvial cuya edad determinada mediante U/Th quedaba fuera de rango (> 600 ka) por lo que debe estar comprendida entre el Plioceno Superior y el Pleistoceno Inferior. Los abanicos cuaternarios están basculados en el contacto con el plano principal, alcanzando buzamientos superiores a 70° y formando rocas de falla (Figura 2).



Figura 2: Fotografía de los abanicos aluviales basculados cerca del plano principal de la Falla de Socovos.

Figure 2. Photograph of the tilted alluvial fan deposits close to the Socovos Fault main plane.

Sin embargo en las proximidades del anterior afloramiento, sobre la traza de la Falla de Socovos al

oeste de Calasparra, existe una cuenca cuaternaria singular (Cuenca del Campillo, Figuras 1 y 3), que no presenta deformación sobre la traza principal, sino que ésta se observa en pequeñas fallas que forman un ángulo elevado respecto a la dirección principal (Figura 3). Una de estas fallas, que hemos denominado Falla del Campillo, limita la parte con sedimentación activa de la cuenca del Campillo por el este. La Falla del Campillo, aunque no permite la observación de su plano ni de su estría, tiene una clara expresión geomorfológica como se muestra en el MDT y el perfil topográfico (Figura 3). Otra de estas fallas, que hemos denominado como Falla de Cañaverosa (Figura 3) muestra dos planos conjugados con estrías y sentido de movimiento sinistorsor en el Arroyo de las Murtas (Figura 4). Presenta una orientación media N25E para ambos planos con buzamientos medios de 55° NO y 77° SE; y estrías con una inmersión sistemática de 12° hacia el NE (Figura 4). Se ha podido datar preliminarmente el caliche que corona el relleno de la cuenca y que ha sido desplazado por esta falla en aproximadamente 125 ka mediante el método de datación U/Th. Esta falla tiene un salto normal de 4 metros, aunque considerando el sistema de estrías, el salto neto (normal-sinistorsor) calculado sobre el plano es de aproximadamente 19 metros y la tasa de desplazamiento de la falla de 0,15 mm/año, de nuevo congruente con las tasas estimadas para las fallas de esta región (García-Mayordomo, 2005; Pérez-López et al., 2010; Sánchez-Gómez et al., 2010).

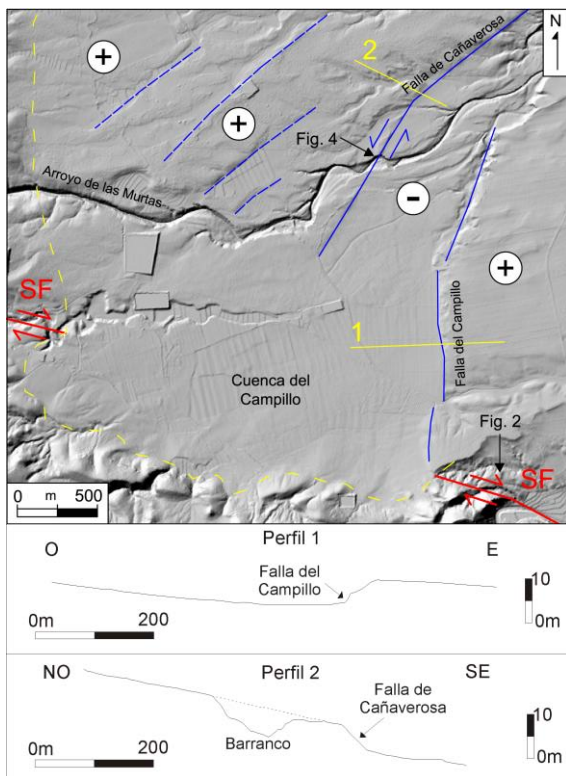


Figura 3: MDT de la Cuenca del Campillo. Se muestran las fallas del Campillo y Cañaverosa y dos perfiles topográficos a través de cada falla.

Figure 3. DEM of the Campillo Basin. Campillo and Cañaverosa Faults are shown as well as two topographic profiles along each fault.

Otros indicios de deformaciones cuaternarias pueden encontrarse en los dos segmentos orientales de la Falla de Socovos (Calasparra y Cieza; Figura 1). En la parte este del segmento de Calasparra se han observado levantamientos moderados en los abanicos aluviales al sur de la Sierra de la Palera, aunque la estructura más importante, que muestra una expresión geomorfológica clara, se encuentra en las inmediaciones del Embalse de Alfonso XIII (localización en Figura 1). Se trata de varias fallas normales que cortan y desplazan el plano principal de la Falla de Socovos (Sánchez-Gómez et al., 2011), formando un graben con un salto total aproximado de 200 m, calculado a partir de marcadores de la serie Prebética. No se puede calcular el valor del desplazamiento total acumulado durante el Cuaternario ya que no existen actualmente depósitos cuaternarios sobre los bloques de muro situados en los extremos del graben. No obstante, sí existen sedimentos del Cuaternario sobre el bloque de techo que se encuentran deformados en el contacto con los planos de falla que limitan este graben. En el interior del graben además se ha datado un terremoto ocurrido entre 4700-2100 años BC en el Abrigo del Pozo, registrado como consecuencia del colapso del techo rocoso (Sánchez-Gómez et al., 2011). Por el contrario, en el segmento de Cieza las deformaciones más evidentes corresponden a levantamientos y pliegues suaves que afectan a las terrazas fluviales del Río Segura en el sector la Rambla del Moro (al este de Cieza), donde además del desplazamiento horizontal, se observa un movimiento vertical de orden métrico.



Figura 4: Fotografía de la Falla de Cañaverosa vista en el Arroyo de las Murtas. Estereograma mostrando la orientación de las fallas y estrías.

Figure 4. Photograph of the Cañaverosa Fault in the Arroyo de las Murtas. Stereogram showing the orientation of faults and slickensides.

Dadas las características geológicas y la deformación cuaternaria observada, no puede ponerse en duda el gran potencial sísmico que tiene la traza principal de la falla de Socovos. Sin embargo, hasta ahora no se había considerado el papel que desempeña en la sismicidad el cortejo de fallas asociadas a la de Socovos. Estas fallas son muchas veces subordinadas, como en el caso de la Cuenca del Campillo, en el que pueden identificarse como fallas Riedel tipo X o R_2 según la nomenclatura de Logan et al. (1979), o bien fallas posteriores no necesariamente relacionadas, como las que se generan en las inmediaciones del Embalse de Alfonso XIII. Estas fallas que tienen longitudes de 4 kilómetros aproximadamente y presentan evidencias claras de su actividad en el Cuaternario más reciente

(Pleistoceno Superior - Holoceno), son capaces de generar terremotos de magnitud moderada (Wells y Coppersmith, 1994) y podrían desempeñar un papel importante en la sismicidad actual.

En resumen, se han encontrado evidencias de actividad cuaternaria en la Falla de Socovos y estructuras asociadas. Las evidencias más antiguas (Plioceno – Pleistoceno inferior) se localizan sobre el plano principal y consisten en travertinos desplazados y abanicos aluviales basculados. Otras evidencias de la actividad cuaternaria se dan en las fallas normales que forman el graben en las inmediaciones del embalse de Alfonso XIII. Las evidencias más recientes (Pleistoceno Superior - Holoceno) se encuentran en las fallas Riedel de los tipos X y R₂ asociadas a la falla principal. Todas estas fallas, aunque menores o subordinadas, podrían desempeñar un papel importante en el desarrollo de sismicidad de magnitud moderada en esta región.

Dada la baja sismicidad instrumental asociada al plano principal y la ausencia de una deformación cuaternaria comparativamente destacada en él, cabe preguntarse si este es sísmicamente inactivo, y ante cambios en las orientaciones de los esfuerzos principales, han tomado el relevo fallas nuevas y se han reactivado fallas subsidiarias a la de Socovos, pero que en las actuales condiciones encuentran una orientación más favorable para su movimiento. En todo caso, estas nuevas fallas muestran un potencial sísmico, por longitud y tasa de desplazamiento, suficiente para que sean tenidas en cuenta en las estimaciones de peligrosidad.

Agradecimientos: El presente trabajo ha sido financiado por el proyecto CONSOLIDER-INGENIO CSD-2006-00041 del MICINN, por la Junta de Andalucía a través de los grupos de investigación RNM 325 y RNM 370 y el proyecto RNM-0451, y por una beca de Formación de Profesorado Universitario del Ministerio de Educación.

Referencias bibliográficas

Fossen, H. (2010). Structural Geology. Cambridge University Press. 462 pp

- Galindo-Zaldívar, J., González-Lodeiro, F. & Jabaloy, A., (1993). Stress and palaeostress in the Betic-Rif cordilleras (Miocene to the present). *Tectonophysics* 227, 105–126.
- García-Mayordomo, J. (2005). *Caracterización y análisis de la peligrosidad sísmica en el SE de España*. Tesis Doctoral. UCM. Madrid. 500pp.
- Leever, K. A., Gabrielsen, R. H., Sokoutis, D., & Willingshofer, E. (2011). The effect of convergence angle on the kinematic evolution of strain partitioning in transpressional brittle wedges: Insight from analog modeling and high-resolution digital image analysis, *Tectonics*, 30, TC2013, doi:10.1029/2010TC002823.
- Logan, J. M., Friedman, M., Higgs, N. G., Dengo, C. y Shimamoto, T. (1979). Experimental studies of simulated gouge and their application to studies of natural fault zones in bed rock. In: *Proceedings of Conference VIII: Analysis of actual fault zones in bedrock*: Washington D.C., U.S.Geological Survey Open File Report 70-1239, 305-343.
- Nocquet, J.-M. (2012). Present-day kinematics of the Mediterranean: A comprehensive overview of GPS results. *Tectonophysics* 579, 220–242.
- Pérez-López, R., Rodríguez-Pascua, M.A., Silva, P.G., Giner-Robles, J.L. & García-Mayordomo, J., (2010). The Socovos Fault as seismic source for earthquake-size M>6. Tectonic slip-rate from geomorphology and instrumental seismicity (SE Spain). En: *Resúmenes de la 1ª Reunión Ibérica sobre Tectónica Activa y Paleosismología*. Sigüenza. España (2010) 1, 117-120.
- Pérez-Valera, L.A., Rosenbaum, G., Sánchez-Gómez, M., Azor, A., Fernández-Soler, J.M., Pérez-Valera, F., Vasconcelos, P.M., (2013). Age distribution of lamproites along the Socovos Fault (southern Spain) and lithospheric scale tearing. *Lithos* 180–181, 252–263.
- Sánchez-Gómez, M., Pérez-Valera, L.A., Pérez-Valera, F. & Azor, A., (2010). Segmentación de la Falla de Socovos a partir de datos geológicos. En: *Resúmenes de la 1ª Reunión Ibérica sobre Fallas Activas y Paleosismología*, Sigüenza, España (2010) 1, 137–140.
- Sánchez-Gómez, M., Martínez-Sánchez, C., García-García, F., Peláez, J.A., Pérez-Valera, F., Martínez-Andreu, M. & Pérez-Valera, L.A., (2011). Evidence for a 4700-2100 BC palaeoearthquake recorded in a fluvial-archaeological sequence of the Segura River, SE Spain. *Quaternary International* 242, 106–114.
- Wells, D. L. y Coppersmith, K. J. (1994). New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America* 84, 974-1002.



CARACTERIZACIÓN ESTRUCTURAL Y ACTIVIDAD TECTÓNICA RECIENTE DE LA FALLA DE CREVILLENTE

Structural features and recent tectonic activity of the Crevillente Fault

I. Martín-Rojas, P. Alfaro y A. Estévez

Dpto. de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, Universidad de Alicante. Ap 99, 03690 Alicante, España. Ivan.Martin@ua.es

Resumen/resumo: Bajo la denominación de falla de Crevillente se hace referencia en la literatura científica a diferentes estructuras de distinta edad, escala y régimen. En este trabajo proponemos denominar falla de Crevillente (sector Abanilla-Alicante) exclusivamente a la falla inverso-sinistorsa desarrollada a partir del Mioceno superior entre las localidades mencionadas. Atendiendo a las características estructurales y cinemáticas de esta falla, es posible distinguir en ella cuatro tramos. Esta falla desarrolla pliegues de propagación de falla, de los cuales el más claramente identificable es el sinclinal de Crevillente. Las evidencias directas de actividad cuaternaria asociadas a la falla de Crevillente (sector Abanilla-Alicante) son escasas, debido a que la sedimentación cuaternaria en la zona de máxima deformación se limita a depósitos discontinuos como travertinos, abanicos aluviales, terrazas y playas fósiles. A pesar de ello, las evidencias reconocidas permiten afirmar que se trata de una falla activa.

Palabras clave: Falla de Crevillente, falla activa, Cordillera Bética, Pliegue de Propagación de falla

Abstract: *There is no consensus in the scientific literature about the term Crevillente Fault as it has been used to refer to different structures with different ages, scale and kinematics. We propose here to consider the Crevillente Fault (Abanilla-Alicante sector) as the reverse-sinistral fault developed since upper Miocene on between the aforementioned cities. This fault can be divided in four segments according to structural and kinematics criteria. This fault is responsible for fault propagation folds, including the Crevillente syncline. Deposits in the most deformed area are very discontinuous (travertines, alluvial fans, terraces, fossil beaches); as a consequence direct evidences of Quaternary activity related to the Crevillente Fault are scarce. Notwithstanding, the evidences recognised indicate that the Crevillente Fault (Abanilla-Alicante sector) is an active fault.*

Key words: Crevillente Fault, Active Fault, Betic Cordillera, Fault propagation fold.

1. Introducción

La falla de Crevillente es un accidente de escala regional que funcionó como una falla dextrorsa en el Mioceno, durante la colisión entre las Zonas Internas y las Zonas Externas Béticas. A partir del Mioceno Superior esta importante discontinuidad acomoda los esfuerzos regionales caracterizados por una compresión NNO-SSE, pero lo hace a lo largo de fallas más cortas e independientes (Sanz de Galdeano, 2008). Entre estas fallas se encuentra la situada al sur de la Sierra de Crevillente, para la que proponemos la denominación de Falla de Crevillente (sector Abanilla-Alicante), ya que se extiende entre estas dos localidades. En este trabajo caracterizamos esta falla activa, sus principales tramos, su cinemática reciente y presentamos las escasas evidencias de actividad cuaternaria que en ella se reconocen.

2. Características estructurales

La falla de Crevillente (sector Abanilla-Alicante) constituye el borde norte de la Cuenca del Bajo Segura (Fig. 1). En la parte más occidental de la zona estudiada aflora lo que podría ser la traza de la falla; hacia el este la falla es ciega y la zona se caracteriza por la presencia de pliegues de propagación de falla. Los anticlinales de propagación son difíciles de reconstruir, ya que se desarrollan en materiales de las Zonas Externas, con una compleja historia deformacional; por el contrario, los sinclinales de propagación son más fácilmente

identificables, ya que se desarrollan sobre materiales sintectónicos del relleno de la Cuenca del Bajo Segura (Estévez et al., 1991; Soria et al., 2001; Alfaro et al., 2002a and 2002b). El sinforme más meridional de esos pliegues, que denominamos sinclinal de Crevillente, constituye la principal estructura aflorante de la zona estudiada.

Las características estructurales de la zona de deformación asociada a la falla de Crevillente varían lateralmente, por lo que hemos dividido la falla en 4 tramos.

Tramo 1, desde Abanilla a Montealto: Se extiende desde la localidad de Abanilla hasta el sector conocido como Montealto (Fig. 1), al O de la carretera CV-873. En este tramo el relleno de la Cuenca del Bajo Segura está en contacto con facies Keuper de las Zonas Externas Béticas. La superficie que separa ambos conjuntos ha sido considerada como la traza aflorante de la falla (Darder Pericás, 1945; Foucault, 1974; Estévez et al., 1991; entre otros). Este contacto presenta rasgos que indican que ha existido un desplazamiento diferencial entre el relleno y el basamento (fibras de yeso, fracturas menores o cataclasis de los materiales del relleno). Sin embargo, en algunos puntos se observa que esta superficie presenta morfologías irregulares con depósitos de conglomerados en la base del relleno de la cuenca, es decir rasgos típicos de una discordancia erosiva. En este tramo el pliegue de

propagación más visible asociado a la falla es un sinclinal volcado NE-SO y vergente al sur, que desarrolla un flanco corto de invertido a vertical (figura 2A). En la parte oriental de este tramo esta

levantados, que van paulatinamente aumentando de longitud de onda. La diferencia con respecto al tramo anterior es que estas estructuras cambian de orientación, adquiriendo de nuevo la que tenían en

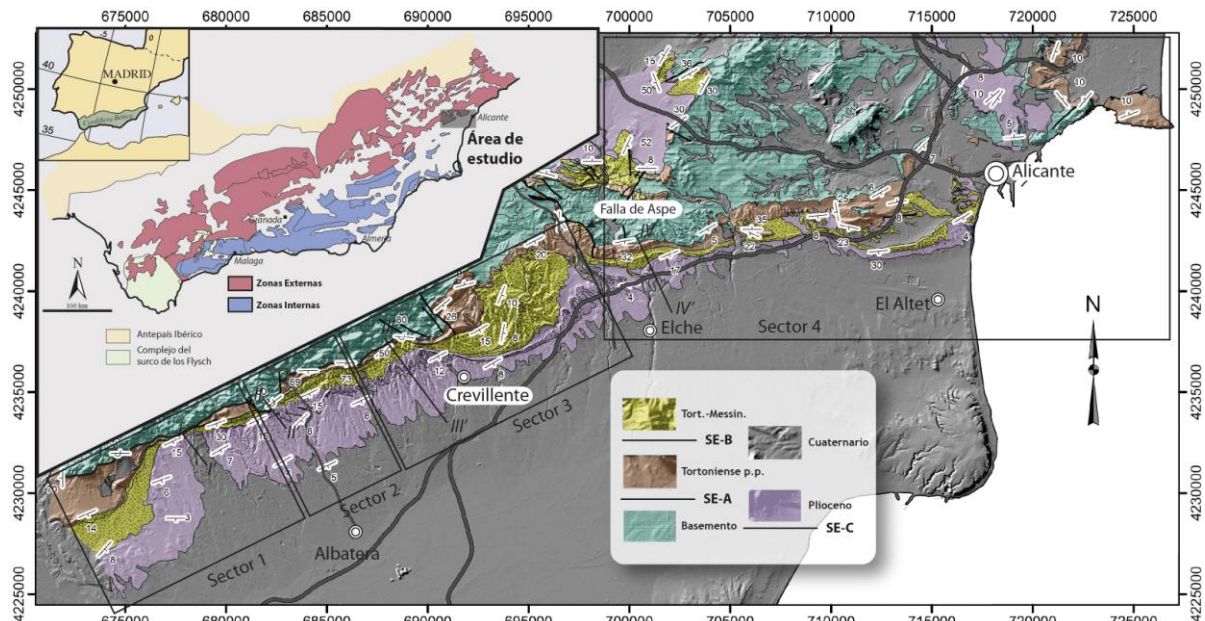


Figura 1: Mapa geológico del sector estudiado. Los números en la parte exterior corresponden a las coordenadas UTM (ETRS89, Zona 30N). SE-: Superficie Estructural (A, B y C).

Figure 1. Geological map of the study area. Numbers indicate UTM coordinates (ETRS89, Zone 30N). SE- Structural Surface (A, B and C).

geometría se ve afectada por la presencia de un cabalgamiento del basamento sobre la cobertera, con un desplazamiento aproximado en la horizontal de unos 1000 m y limitado lateralmente por sendas fallas de transferencia.

Tramo 2, de Crevillente a Aspe: En este tramo la superficie de contacto entre el basamento y el relleno de la Cuenca del Bajo Segura cambia de manera gradual de buzamiento (Fig. 1); comienza siendo vertical y disminuye paulatinamente de inclinación hasta llegar a buzarse sólo 25° en las inmediaciones de la carretera CV-84. En la parte occidental de este sector aparecen algunos rasgos que parecen indicar un desplazamiento relativo del basamento con respecto al relleno de la cuenca. Sin embargo, estos rasgos desaparecen gradualmente a medida que el buzamiento del contacto disminuye, de tal manera que ya al N de la localidad de Crevillente el contacto entre los dos conjuntos es sin lugar a dudas una discordancia estratigráfica (Fig. 2B). Este tramo se encuentra limitado al E por una nueva falla de transferencia, la falla de Aspe.

Tramo 3, de Elche a El Altet: Al E de la falla de Aspe en lugar de tener un único pliegue asimétrico vergente al S, lo que se desarrolla es un conjunto de pliegues de menor longitud de onda, abiertos y levantados (Fig. 2C). Esta variación coincide con un cambio en la orientación de los pliegues, que pasan a ser casi E-O. En este sector la superficie que separa el basamento del relleno de la Cuenca del Bajo Segura continúa siendo una superficie estratigráfica.

Tramo 4, Alicante: Las estructuras asociadas a la falla de Crevillente siguen siendo pliegues suaves y

los tramos más occidentales, es decir NE-SO (Fig. 1). Donde aflora, es posible apreciar como el contacto entre el relleno y el basamento de la Cuenca del Bajo Segura sigue siendo una discordancia estratigráfica.

3 Evidencias de deformación reciente asociadas a la falla de Crevillente.

Si bien no existe ningún estudio detallado sobre la actividad cuaternaria de la falla de Crevillente, ésta ha sido considerada como una falla activa en muchos trabajos regionales (Gauyau *et al.*, 1977; Bousquet, 1979; De Larouzière *et al.*, 1988; Baena *et al.*, 1993; Silva *et al.*, 1993; Alfaro *et al.*, 2002a,b; García-Mayordomo, 2005; García-Mayordomo *et al.*, 2012). Gauyau *et al.* (1977) realizan un estudio geofísico del sector que consideran prolongación de la falla de Alhama de Murcia. Goy & Zazo (1989) interpretan las características morfológicas de los abanicos aluviales y de la red de drenaje como asociadas a un levantamiento continuo del frente montañoso de Crevillente a partir del Pleistoceno medio. Bousquet (1979) y Goy *et al.* (1993) incluyen algunas terrazas tirrenienses, en el sector oriental de la falla de Crevillente, como evidencias de su actividad reciente. Silva *et al.* (2003) realizan un estudio geomorfológico de su frente montañoso, según el cual esta falla presenta un índice de actividad tectónica bajo-moderado (0.05 mm/año de movimiento vertical). Por otra parte, Alfaro *et al.* (1999) estudian un afloramiento de estructuras sedimentarias de deformación que interpretan como sismitas en abanicos aluviales pleistocenos y proponen la Falla de Crevillente como la estructura sismogénica más probable. Así mismo, Dinarès *et al.* (1995) analizan una sucesión deformada

(basculada unos 10°) al N de Crevillente, a la que le asignan una edad de 1,75 Ma (Pleistoceno inferior).

El estudio que aquí presentamos ha puesto de manifiesto la escasez de evidencias directas de deformación cuaternaria asociada a la falla de Crevillente. Un posible indicador es un travertino que aflora en el cerro de cota 271 m que corona la localidad de Abanilla; este travertino se sitúa discordante sobre materiales del Mioceno superior y

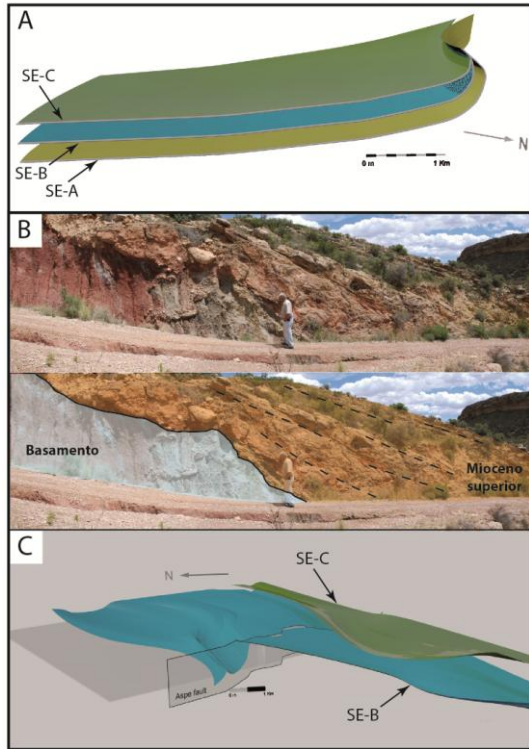


Figura 2: A) Vista 3D del sinclinal de Crevillente en el tramo 1. SE: Superficie Estructural. B) Contacto estratigráfico discordante entre los materiales del Mioceno superior del relleno de la Cuenca del Bajo Segura y el basamento de la misma. C) Vista 3D de los pliegues de propagación de falla en el tramo 3.
Figure 2: A) 3D view of the Crevillente syncline in segment 1. SE: Structural Marker. B) Unconformity separating the upper Miocene infilling and the Basement of the Bajo Segura Basin. C) 3D view of fault propagation folds in segment 3.

describe un suave sinclinal abierto y ligeramente vergente al sur que corresponde al sinclinal de Crevillente (Fig. 3A). Si bien este travertino aún no ha sido datado, su posición estratigráfica y su situación geomorfológica, por encima del encajamiento de la red fluvial actual, parecen indicar que tiene una edad cuaternaria.

Otro rasgo de actividad cuaternaria ligada a la falla de Crevillente es un abanico aluvial ligeramente plegado por el sinclinal de Crevillente situado en la Rambla de la Lima, al norte de la localidad de La Murada (Fig. 3B). Si bien por el momento no disponemos de dataciones precisas, este abanico se dispone discordante sobre depósitos del Plioceno superior, por lo que probablemente es cuaternario; de hecho, dada su posición, podría ser correlacionado con el sistema analizado por Goy & Zazo (1989), asignado por estos autores al Cuaternario.

4 Sismicidad asociada a la falla de Crevillente.

La falla de Crevillente (sector Abanilla-Alicante) no presenta ninguna alineación de epicentros significativa, a excepción de una agrupación sísmica que se reconoce en su extremo oeste (García Mayordomo, 2005). Sin embargo, en la prolongación de su traza hacia el este en el Mar Mediterráneo, se sitúa un terremoto de magnitud 4.9 ocurrido en 1981 cuyo mecanismo focal es de falla inversa (Bufo & Udías, 1991) y uno de los planos, de dirección ENE-WSW, coincide con la prolongación hacia el este del corredor de cizalla de la Bética oriental. Por otra parte, se han identificado eventos localizados a profundidades de la corteza inferior a lo largo de la traza de la falla que han sido interpretados como evidencias de su actividad en profundidad (García Mayordomo, 2005). Así mismo, en lo que podría considerarse la prolongación hacia el O de la falla de Crevillente han ocurrido varios terremotos de magnitud moderada en los últimos años (Mula, 1999; Bullas, 2002; Zarcilla de Ramos-La Paca, 2005; Sanz de Galdeano y Bufo, 2005; Martínez-Díaz et al. 2002), aunque su atribución a la falla de Crevillente no es inequívoca.

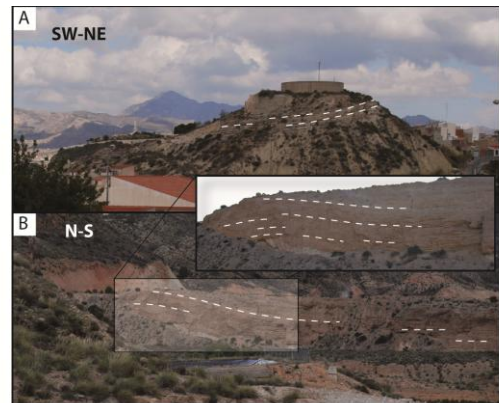


Figura 3: A) Travertino deformado en la localidad de Abanilla. B) Abanico aluvial cuaternario deformado en la rambla de la Lima (N de La Murada).
Figure 3: A) Deformed travertine, Abanilla locality. B) Quaternary deformed alluvial fan, in Rambla de la Lima (N of La Murada village).

5 Discusión y conclusiones.

La denominación de falla de Crevillente se ha venido utilizando en la literatura con distintas acepciones. En este trabajo proponemos denominar falla de Crevillente (sector Abanilla-Alicante) a la falla situada al sur de la Sierra de Crevillente y que se extiende entre esas dos localidades. Esta falla se desarrolla a partir de una superficie de discontinuidad preexistente, de forma que, a partir del Mioceno superior, una vez bloqueada la colisión entre las Zonas Externas y las Zonas Internas, la falla de Crevillente se ha comportado como una falla inversa con una componente menor sinistorsa, como consecuencia de la orientación NNO-SSE del esfuerzo principal máximo predominante en la región. La falla de Crevillente (sector Abanilla-Alicante) puede subdividirse en cuatro tramos atendiendo a sus características estructurales. En la mayoría de estos tramos es una falla ciega, y su expresión en superficie es el desarrollo de un conjunto de pliegues de propagación de falla, entre los que destaca el sinclinal de Crevillente. Tan sólo

en los sectores más occidentales existen rasgos que parecen indicar un movimiento diferencial entre los materiales del relleno y el basamento de la cuenca. Sin embargo, en estos mismos sectores también aparecen rasgos que parecen apuntar a que el contacto relleno-basamento es una superficie estratigráfica. Esto nos lleva a pensar que quizás los rasgos de desplazamiento se deban, no a que esta superficie sea una falla, si no a la existencia de un deslizamiento flexural (*flexural slip*) entre capas asociado al plegamiento de las mismas. La escasez de depósitos cuaternarios deformados se debe a que la zona de máxima deformación se está elevando ininterrumpidamente desde el Mioceno superior, lo que hace que en ella domine la erosión. La sedimentación cuaternaria queda limitada a afloramientos discontinuos de travertinos (Abanilla), abanicos aluviales (Rambla de la Lima), terrazas y playas fósiles (en el extremo NE). Es decir, en nuestra opinión faltan materiales cuaternarios deformados no porque no exista deformación en la zona, si no porque no se han depositado. Por lo que respecta a la ausencia de alineaciones sísmicas claras, esto no presupone una ausencia de actividad de la falla, como demuestran los terremotos de magnitud moderada ocurridos en la continuación de la falla de Crevillente hacia el O (Sanz de Galdeano y Bufo, 2005; Martínez-Díaz et al. 2002). Todo ello nos lleva a pensar que la falla de Crevillente (sector Abanilla-Alicante) debe seguir siendo considerada como una falla activa.

Teniendo en cuenta el elevado riesgo sísmico asociado a la falla de Crevillente (sector Abanilla-Alicante) (pasa muy cerca de la ciudad de Elche - 230.000 habitantes- y atraviesa la ciudad de Alicante -335.000 habitantes-) y la escasez de evidencias directas de su actividad cuaternaria creemos necesario la realización de estudios detallados que permitan cuantificar los parámetros cinemáticos de la misma.

Agradecimientos: el presente trabajo ha sido financiado gracias al proyecto de investigación CGL2011-30153-C02-02 del Ministerio de Ciencia e Innovación, así como por el Grupo de Investigación de la Universidad de Alicante VIGROB053. Agradecemos así mismo los comentarios del revisor Julián García Mayordoma que han mejorado significativamente nuestro manuscrito.

Referencias bibliográficas

- Alfaro, P.; Delgado, J.; A.; Estévez, Soria, J.M. & Yébenes, A. (2002a). Onshore and offshore compressional tectonics in the eastern Betic Cordillera (SE Spain). *Marine Geology*, 186, 337-349.
- Alfaro, P.; Andreu, J.M.; J. Delgado, Estévez, A.; Soria, J.M. & Teixido, T. (2002b). Quaternary deformation of the Bajo Segura blind fault (eastern Betic Cordillera, Spain) revealed by high-resolution reflection profiling. *Geological Magazine*, 139(3), 331-341.
- Baena, J., Barranco L.M., Zazo, C., Goy, J.L., Silva, P.G., Somoza, L., Bardaji, T., Estevez, A., Sanz de Galdeano, C. y Rodríguez, T. (1993). Mapa neotectónico, sismotectónico y de actividad de fallas de la Región de Murcia 1:200.000 y 1:100.000. ITGE-CARM, 6 mapas, 99 pp.
- Bousquet, J.C. (1979). Quaternary strike-slip faults in Southeastern Spain. *Tectonophysics*, 52, 277-286.
- Bufo, E. & Udías, A. (1991). Focal mechanism of earthquakes in Gulf of Cádiz, South Spain and Alboran Sea. En: J. Mezcu, A. Udías (eds.). *Seismicity, Seismotectonics and Seismic Risk of the Ibero-Maghrebian Region*, 29-40.
- Darder Pericás, B. (1945). Estudio geológico del sur de la Provincia de Valencia y norte de la de Alicante. *Boletín Geológico y Minero de España*, 57: 59-837.
- De Larouzière, F., Bolze, J.J., Larouzière De, F.D., Montenat, C. & Ott d'estevou, P. (1988). The Betic segment of the lithospheric trans-Alboran shear zone during the late Miocene. *Tectonophysics*, 152, 41-52.
- Dinarès-Turell, J., Alfaro, P. & Soria, J. (1995). A deformed Pliocene-Quaternary alluvial and red paleosol succession in the eastern Betics: paleomagnetic, rock-magnetic and sedimentological pilot study. *Stud. Geophys. Geod.* 39, 405-419.
- Estévez, A.; Soria, J.M. & Alfaro, P. (1991). La alineación estructural de Crevillente-Alicante. Estratigrafía y tectónica. *Resúmenes del I Congreso del Grupo Español del Terciario, Universitat de Barcelona, Vic, España*, 117-119.
- Foucault, A. (1974). *Travaux et titres scientifiques et universitaires*. Paris, 36 pp.
- García Mayordomo, J. (2005). *Caracterización y análisis de la peligrosidad sísmica en el sureste de España*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, 373 pp.
- García-Mayordomo, J.; Insua-Arévalo, J.M.; Martínez-Díaz, J.J.; Jiménez-Díaz, A.; Martín-Banda, R.; Martín-Alfageme, S.; Álvarez-Gómez, J.A.; Rodríguez-Peces, M.; Pérez-López, R.; Rodríguez-Pascua, M.A.; Masana, E.; Perea, H.; Martín-González, F.; Giner-Robles, J.; Nemser, E.S.; Cabral, J. & QAFI Compilers (2012). The Quaternary Active Faults Database of Iberia (QAFI v.2.0). *Journal of Iberian Geology* 38 (1) 2012: 285-302
- Gauyau, F.; Bayer, R.; Bousquet, J.C.; Lachaud, J.C.; Lesquer, A. & Montenat, C. (1977). Le mouvement de la dent de la Mula et de la dent de la Mula (S. de la Mula). *Bull. Soc. Géol. de France*, XXII, 3, 501-509.
- Goy, J.L. & Zazo, C. (1989). The role of neotectonics in the morphologic distribution of the Quaternary marine and continental deposits of the Elche Basin, southeast Spain. *Tectonophysics*, 163, 219-225.
- Goy, J.L., Zazo C., Bardaji T., Somoza L., Causse C. & Hillaire-Marcel, C. (1993). Elements d'une chronostratigraphie du Tyrrhénien des régions d'Alicante-Murcia, Sud-Est de l'Espagne. *Geodinamica Acta* 6 (2): 103-119.
- Martínez-Díaz, J.J., Rigo, A., Louis, L., Capote, R., Hernández-Enrile, J.L., Carreño, E. & Tsige, M. (2002). Caracterización geológica y sismotectónica del terremoto de Mula (febrero de 1999, Mb: 4.8) mediante la utilización de datos geológicos, sismológicos y de interferometría de RADAR (INSAR). *Boletín Geológico y Minero*, 113(1), 23-33.
- Sanz de Galdeano, C. & Bufo, E. (2005). From strike-slip to reverse reactivation: The Crevillente Fault system and seismicity in the Bullas-Mula area (Betic Cordillera, SE Spain). *Geologica Acta*, 3, 241-250.
- Sanz de Galdeano, C. (2008). The Cadiz-Alicante Fault: an important discontinuity in the Betic Cordillera. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 21 (3-4): 49-58
- Silva P.G., J.L. Goy, L. Somoza, C. Zazo & Bardaji, T. (1993). Landscape response to strike-slip faulting linked to collisional setting: Quaternary tectonics and basin formation in the Eastern Betics, southeastern Spain. *Tectonophysics* 224 (4): 289-303.
- Soria, J., Alfaro, P., Fernández, J. & Viseras, C., 2001. Quantitative subsidence-uplift analysis on the Bajo Segura Basin (eastern Betic Cordillera, Spain): tectonic control on the stratigraphic architecture. *Sediment. Geol.*, 2001. 140, pp.-271-289.



MEDITERRANEAN ACTIVE NORMAL FAULTS SCANNED WITH T-LIDAR: WHAT HAVE WE LEARNED?

Fallas normales del Mediterraneo escaneadas con metodo T-LIDAR

K. Reicherter (1), T. Wiatr (1), I. Papanikolaou (2), J. Mason (1), S. Schneiderwind (1), y C. Grützner (3).

(1) RWTH Aachen University, Inst. of Neotectonics and Natural Hazards, Lochnerstr. 4-20, 52056 Aachen, Germany; mail: k.reicherter@nug.rwth-aachen.de

(2) Laboratory of Mineralogy and Geology, Department of Natural Resources Management & Agricultural Engineering, Agricultural University of Athens, 75 Iera Odos Str., 11855 Athens, Greece

(3) University of Cambridge, Dept. of Earth Sciences, U.K.

Abstract: We describe physical parameters of free faces of normal fault planes in the Mediterranean region that have been scanned by terrestrial Laserscanning (t-LiDAR).

Key words: fault scarps, reflectivity, roughness, LiDAR-scanning

Palabras clave: escarpe de falla, reflectividad, rugosidad, láser escáner

Decoding paleoearthquakes on normal bedrock fault scarps (footwall) and their associated deposits on the hanging-wall is an important factor in estimating the seismic hazard potential for active fault zones. The Mediterranean region, although in a general



Figure 1. The fault scarp of the normal Zou Fault on Crete, Greece. Note the variations in height and weathering of the free face.

compressive regime, hosts many of these fault scarps within extensive outcrops of Mesozoic carbonate deposits of the Tethys. Typically, the normal faults associated with the scarps are 15-30 km long, have a free-face height of several meters (Fig. 1), slip rates of 0.3-1 mm/yr, and, recurrence periods of more than 1000 yrs.

These normal faults occur in diffuse plate boundaries and back arc provinces. Therefore, despite the fact that they do not generate earthquakes stronger than $M > 7.0$, they are of great importance in terms of seismic hazards due to their proximity to human habitation. Indeed, the last few destructive earthquakes in comparable tectonic settings (i.e., the 2009 L'Aquila, Italy or 1999 Athens, Greece) demonstrated that these faults pose a significant

threat due to their large number and long recurrence intervals. Over the last few years our group focused on such slow slip-rate normal faults in Spain, Greece, Albania, FYROM, Germany, Italy, and other parts of the world. The majority of the normal faults throughout the Mediterranean comprise Mesozoic carbonate fault scarps, which are juxtaposed against Quaternary marine/colluvial sediments (Fig. 2). These faults are easy to recognize as they offset smooth mountain slopes and have steeply dipping fault scarps that are several meters in height containing slickenside kinematic indicators. These



Figure 2. Fault plane and colluvial wedge and deposits along the Loutraki Fault, Greece.

preserved fault scarps are coseismic and result from cumulative earthquake slip of on the individual fault. On the other hand, after each strong surface rupturing earthquake the footwall scarp becomes progressively exhumed and the fault's limestone free face is then exposed to weathering processes and external factors; it then becomes increasingly eroded, degraded and karstified (Fig. 3).

In the Mediterranean the common theory is that during glacial conditions the erosion rate of these bedrock fault scarps (e.g., Benedetti et al., 2003,

Palumbo et al., 2004 Roberts et al., Papanikolaou et al., Reicherter et al., 2011), and sediment deposition on the hanging-wall, was faster than the fault's slip-rate. This resulted in the bedrock fault scarp not being preserved in the landscape. In postglacial

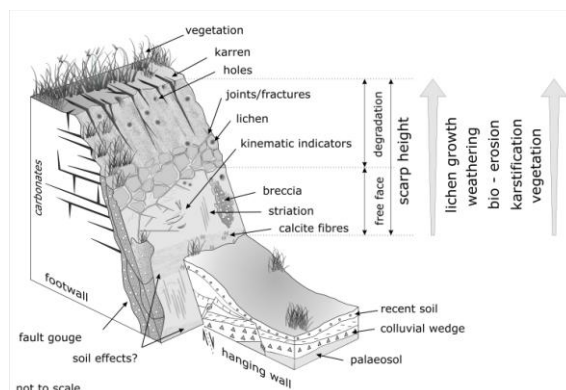


Figure 3. Conceptual model of the factors affecting a free face on a normal fault, influencing the roughness of the fault scarp.

times, however, the improved climatic conditions reduced erosion rates allowing fault scarps caused by recurrent earthquakes to be preserved. Fault scarps can only be preserved when the slip rate is higher than the erosion rate. This is observed throughout most of the Mediterranean, and the preserved faults are considered to be capable; a capable fault is defined as a fault that has significant potential to cause displacement at or near the ground surface. The preservation of many several-meter high scarps implies that regular seismic activity must have occurred for a significant period since the last glacial maximum. Fault plane surfaces contain preserved information on displacement orientation, stress field and slip rates of past events (Figs. 3, 4). However, the visualization of this information was achieved by t-LiDAR scanning.

Methodology

We apply a static t-LiDAR system with 1500 nm (infrared) wavelength at close range adjacent to the fault scarp. A point to point resolution of 2 mm was chosen during the field investigation; however, as a result of the data processing and minimising of noise a grid resolution of 5 mm was used. From the cleaned point cloud a high-resolution digital elevation model (HRDEM, Fig. 5) was generated and used to calculate the terrain ruggedness index (TRI, Riley et al., 1999) and a high resolution digital backscatter signal model (HRDBSM) were then generated from the reflected monochromatic laser beam (Fig. 5). Both data (HRDEM and HRDBSM) were used for determining structural modification on the fault surface. Using the HRDBSM, features such as lichen, holes, karren, vegetation, joints and especially the spatial "ribbon-like" distribution of the earlier earthquake sequences are clearly traced the spatial structural changes across and along the scarp. To image the spatial ruggedness changes along the fault plane the mean values of the calculated ruggedness within each box of the original data (cell size 5 mm) were resampled in 10 x 10 cm grids. Therefore, based on the grid resolution and the resample box sizes, each box includes 200 values of the original TRI result (Fig. 5 and 6).

In order to accurately reconstruct the displacement and the corresponding calculation of the average magnitudes, the fault plane geometry and slip vector orientation (analysis of dip, dip direction, azimuth, plunge) were quantified using the HRDEM. The

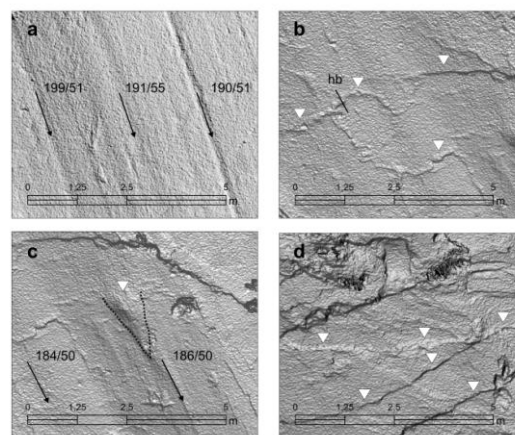


Figure 4. T-LiDAR images of fault planes, lineations and corrugations as well as kinematic indicators, i.e., Riedel shears, steps, break outs and others are used for calculation of paleostresses.

results of relative dating and the fault plane geometry analysis using the t-LiDAR method were then cross-validated with the results of the existing data of cosmogenic nuclide dating. In order to accurately reconstruct the slip of the paleoevents and the estimated paleomagnitudes we considered both the fault dip and the slip vector.

Results

Roughness, corrugation, stretching lineations and other features on the fault plane – the free face – were studied using high-resolution terrestrial LiDAR. The ruggedness increases from the base to the top of the scarp and along joints and highly degraded parts. We also focused on the variation in orientation and size of the free face along strike of the fault scarps. This shows a clear dependency on smaller or larger gullies, watersheds, and fault segmentation. It is these features of the footwall block, which influence the formation of the colluvial deposits on the hanging-wall, in thickness, cementation and preservation. We have studied such hanging-wall deposits with high-resolution GPR (Ground Penetrating Radar) and ERT (Electrical Resistivity Tomography) in 3-D and summarize our latest results and ideas regarding the hanging-wall processes immediate to the fault plane.

Here we demonstrate the capability of the applied method with the example of the Greek Kaparelli fault plane and free face. The Kaparelli fault is located in the eastern part of the Gulf of Corinth. This region of central Greece undergoes mainly N-S extension at rates up to 6 mm/yr. The Kaparelli fault is an active E-W trending normal fault with a maximum postglacial scarp height of 4-5 m and is divided into two segments, each about 5 km long. The footwall is comprised of Triassic-Jurassic limestone, whereas the hanging-wall is made up of terrestrial alluvial and colluvial deposits of Pleistocene and Holocene age. Three earthquake events with magnitudes greater than 6 occurred in the Gulf of Corinth in winter 1981. The first two events ($M_s=6.7$ and $M_s=6.4$) ruptured

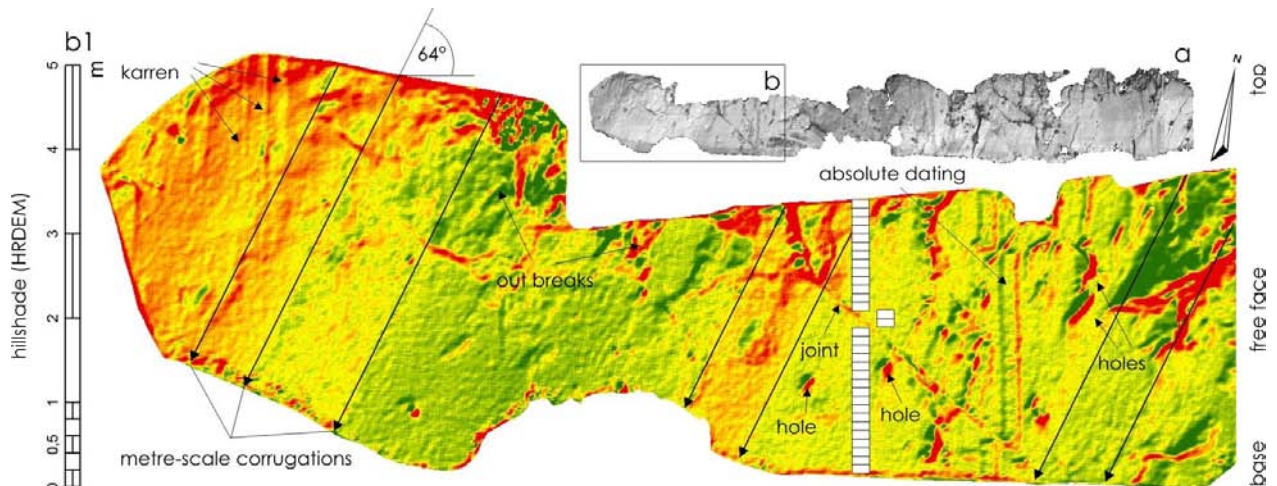


Figure 5. T-LiDAR image of the Kaparelli fault (Greece). The HRDEM shows the corrugations, which indicate the slip vector. From the orientation of the fault plane (dip, dip direction) and the corrugations (azimuth, plunge), the fault plane solution was reconstructed (see Fig. 6).

the Perachora, Pissia and Schinos fault segments during the night of the 24th-25th February, whereas the third event on 4th of March ruptured the Kaparelli fault and had a magnitude $M_s=6.3$. The fault plane of the scanned Kaparelli segment has a mean dip direction of 175° and a dip of 75° . This was calculated by dividing the plane into patches for each measurement. The slip vector has an azimuth of 221° and a plunge of 64° based on the corrugation and undulation on the fault plane (Figs. 5 and 6). These steps were necessary in order to correct the vertical displacement with the dip and the sense of slip of the fault plane. The ruggedness and backscatter values progressively increase from the base to the top of the free face before the scarp gets highly degraded (e.g. see linear trend of both signal analysis in Fig. 6). Towards the uppermost part of the scarp where degradation and karstification processes are intense, the backscatter values are then decreasing. Figure 6 displays how the backscatter values are modified along the scarp height and follow a similar pattern between different paleoevents. In particular, there is a shift of the mean backscatter value on the boundaries of different events. On the other hand, the ruggedness is low near the paleoevent boundaries and increases in between the paleosol horizons. This is confirmed by the 1981 surface ruptures and from the absolute dating based on ^{36}Cl . The 1981 event shows an abrupt increase in the backscatter values and a decrease in ruggedness above the pre-1981 soil surface, which is located at a height of 40 cm on fault plane. Furthermore, the behaviour of the ruggedness and backscatter both significantly change at the same heights. This behaviour was used to quantify structural changes and to decide on how to subdivide the free face into different sections over its height. And also to calculate mean slip rates per event.

Conclusions

As a conclusion t-LiDAR helps obtaining geometrical parameters (azimuth, plunge) and lineations from a

free face, from which it is possible to calculate paleostresses. But the most important novelty is to receive information on the weathering (and exposition time) after major, surface-rupturing earthquakes. The distance between distinctive linear features allows a displacement estimation and hence, an attribution of a paleomagnitude. This facilitates cosmogenic nuclide sampling and dating the paleoevents by radiogenic methods.

References

- Benedetti, L., Finkel, R., King, G., Armijo, R., Papanastassiou, D., Ryerson, F., Flerit, F., Farber, D., Stavrakakis, G., 2003. Motion on the Kaparelli fault (Greece) prior to the 1981 earthquake sequence determined from ^{36}Cl cosmogenic dating. *Terra Nova* 15: 118-124.
- Palumbo, L., Benedetti, L., Bourles, D., Cinque, A., Finkel, R., 2004. Slip history of the Magnola Fault (Apennines, Central Italy) from ^{36}Cl surface exposure dating: evidence for strong earthquakes over the Holocene. *Earth Planet. Sci. Lett.* 225: 163-176.
- Papanikolaou, I.D., Roberts, G.P., Michetti, A.M., 2005. Fault scarps and deformation rates in Lazio-Abruzzo, Central Italy: comparison between geological fault slip-rate and GPS data. *Tectonophysics* 408: 147-176.
- Reicherter, K., Hoffmann, N., Lindhorst, K., Krastel, S., Fernández-Steeger, T., Grützner, Ch., Wiatr, T., 2011. Active basins and neotectonics: morphotectonics of the Lake Ohrid Basin (FYROM and Albania). *Z. dt. Ges. Geowiss.*, 162/2: 217-234.
- Riley, S.J., DeGloria, S.D., Elliot, R., 1999. A Terrain ruggedness index that quantifies topographic heterogeneity: *Intermountain Journal of Sciences*, 5: 23-27.

Acknowledgments

Marta Ferrater Gomez and an anonymous reviewer are thanked for the revision and their comments.

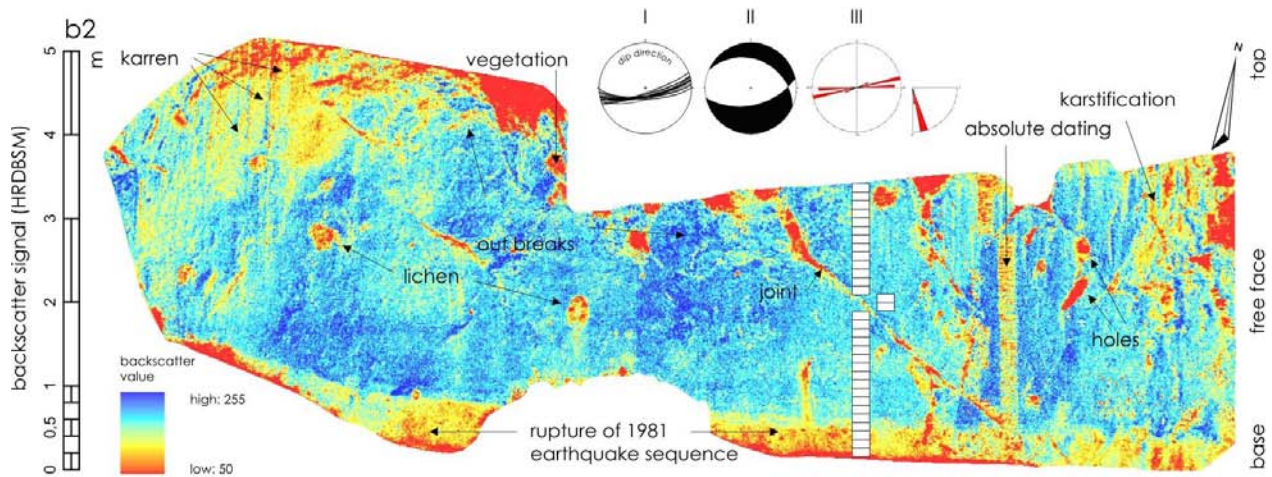


Figure 6. Back-scattered T-LiDAR image of the Kaparelli fault (Greece). The HRDBSM shows the karstic features, which indicate the state of weathering. From the orientation of the fault plane (dip, dip direction) and the corrugations (azimuth, plunge), the fault plane solution was reconstructed. Note the „ribbon“-like parallel feature at about 1.7 m height marking the penultimate event on the fault.



EVIDENCIAS DE DESPLAZAMIENTO DIRECCIONAL DE LA FALLA DE SENCELLES (MALLORCA, ISLAS BALEARES).

Evidence of strike-slip displacement of the Sencelles fault (Mallorca, Balearic Islands).

G. Mas (1), B. Gelabert (2) y J.J. Fornós (2)

(1) Associació Geocientífica de les Illes Balears (GEOIlles). masgornals@gmail.com

(2) Departament de Ciències de la Terra, Universitat de les Illes Balears. Palma de Mallorca (Illes Balears).

Resumen: La falla de Sencelles constituye una de las principales estructuras extensionales post orogenia alpina de la isla de Mallorca (Islas Baleares). En esta comunicación se revisa, aportando nuevas evidencias de tipo geomorfológico y estratigráfico, la naturaleza de los movimientos que ha tenido la falla de Sencelles desde el final del Mioceno. Se constata que dicha falla, inicialmente de tipo normal, durante el Mioceno final-Plioceno ha sufrido una inversión tectónica hacia una falla de tipo direccional. Todo apunta a que se trate de una falla direccional senestra, en la que el sector septentrional se desplaza en sentido SW y el sector meridional se desplaza hacia el NE. Estos mecanismos explicarían las situaciones anómalas del Neógeno superior posttectónico situado a más de 300 m de altura en el antifórme de Son Seguí-Santa Eugènia o hundido en la zona de Llubi-torrent de Vinagrella.

Palabras clave: falla de dirección, *push-up*, *pull-apart*, promontorio Balear

Abstract: The Sencelles Fault constitutes one of the main post-orogenic (alpine orogeny) extensional structures in Mallorca Island (Balearic Islands). We revise with new geomorphologic and stratigraphic evidences, the nature and characteristics of movements that had occurred since the end of the Miocene. Initially, as a normal fault, during the end of the Miocene and Pliocene it reversed as left-lateral (sinistral) strike-slip fault. In this sense the septentrional sector of the studied area moves in a SW direction while the meridional sector moves towards the NE. This mechanism can explain the anomalous disposition on the upper Neogene deposits located more than 300 m height in the Son Seguí-Santa Eugènia antiform, and depressed in the Llubi-torrent de Vinagrella area.

Key words: strike-slip tectonics, *push-up*, *pull-apart*, Balearic promontory

La isla de Mallorca está constituida por un conjunto de *horsts* y *grabens*, dispuestos alternativamente y desarrollados en un contexto distensivo NO-SE, activo desde el Mioceno superior (Benedicto et al., 1993). Los *horsts* y *grabens* se corresponden respectivamente con las sierras y los llanos de la morfología actual de la isla. Así, de SE a NO se diferencian claramente las Sierras de Levante, la cuenca de Campos, las Sierras Centrales, las cuencas de Palma, Inca y Sa Pobla y la Sierra de Tramuntana.

La falla de Sencelles constituye el límite meridional de la cuenca de Inca (isla de Mallorca), tiene dirección SW- NE y un salto de 750 m (Benedicto et al., 1993; Benedicto, 1994). Considerada como una falla normal de tipo lístrico (Gelabert, 1998), se trata de una de las principales estructuras extensionales post-orogenia alpina de la isla de Mallorca.

Algunos autores (Giménez y Gelabert, 2002; Giménez, 2003) han indicado que a partir del Plioceno el régimen extensivo-distensivo habría terminado y ha sido sustituido por el nuevo régimen tipo direccional. Las fallas direccionales se caracterizan por un componente principal de movimiento horizontal (lateral) que normalmente provoca un desgarramiento del terreno formando estructuras transversales elevadas en las zonas de choque (estructuras en flor positiva o *push-up*) y

otras hundidas en las zonas de separación (estructuras en flor negativa o *pull-apart*).

En esta comunicación se revisa, aportando nuevas evidencias de tipo geomorfológico y estratigráfico, la naturaleza de los movimientos que ha tenido, a partir del Mioceno final-Plioceno la falla de Sencelles.

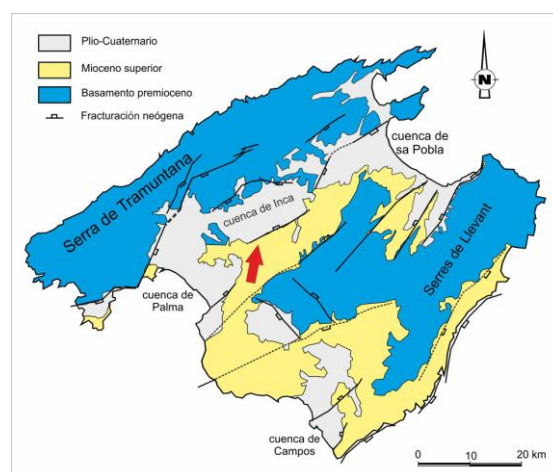


Figura 1: Ubicación de la falla de Sencelles sobre el mapa geológico-estructural de la isla de Mallorca.

Figure 1. Location of the Sencelles fault on the geological-structural map of Mallorca Island.

Contexto geológico

La cuenca sedimentaria de Inca-Sa Pobla constituye una depresión geográfica situada entre la Sierra de Tramuntana y los relieves centrales de la isla de Mallorca (Fig. 1). La cuenca muestra, en superficie, una forma alargada en dirección NE-SW, paralela a la Sierra de Tramuntana, con una geometría determinada por la existencia de fallas normales extensivas post-orogénicas. Los perfiles sísmicos sugieren que algunas de estas fallas son de tipo lístrico y entroncan con superficies de cabalgamiento que han sido reactivadas como fallas extensionales (Gelabert, 1998). La cuenca constituye una estructura semi-graben con más potencia en la zona adyacente a los relieves de la Sierra (Benedicto et al., 1993; Benedicto, 1994).

Los límites de la cuenca están constituidos, a excepción de la parte sur-oriental, por el sustrato estructurado (formado por láminas cabalgantes constituidas por materiales mesozoicos, paleógenos y del Mioceno inferior) sobre el que se disponen, de forma discordante, los materiales más modernos del relleno sedimentario de la cubeta, que van desde el Mioceno medio hasta el Cuaternario. Al NW, la cuenca está limitada por los relieves de la Sierra de Tramuntana, al SW por el anticlinal de Marratxí, orientado perpendicularmente a la Sierra de Tramuntana, mientras que el límite suroriental, por el contrario, lo constituye la falla de Sencelles. Esta falla pone en contacto a los sedimentos detríticos cuaternarios del centro de la cuenca con los materiales del Mioceno superior y Plioceno que constituyen el borde sur de la misma (Fig. 5, A).

Silva et al. (2001, 2005) realizan un estudio y cartografía de detalle de la falla de Sencelles, describiendo las formas tectónicas y anomalías geomorfológicas más importantes, indicado que en su terminación meridional la falla experimenta un cambio considerable hacia el W de Santa Eugènia donde la falla se bifurca, flanqueando las dos partes del antiforame de Son Seguí-Santa Eugènia. Así, mientras la rama S, se desvía hacia Palma, siguiendo una orientación NE-SW similar a la falla principal, la rama N adopta una orientación principal NW-SE enlazando con el antiforame de Marratxí. Según estos autores, los materiales con yesos del Serravaliense (Fm. Margas de Pina) penetrarían y ocuparían el núcleo de este antiforame. También indican una posible actividad sinistral de la falla en esta zona en base a deflexiones del drenaje que marcarían este tipo de tectónica.

Evidencias geomorfológicas y estratigráficas

Antiforame de Son Seguí-Santa Eugènia

El promontorio de Son Seguí, Santa Eugènia y Es Puget se sitúa entre los términos de Santa Eugènia y Santa María del Camí en la isla de Mallorca. Se caracteriza por un anticlinal, formado por materiales del Mioceno superior y Plioceno, con un relieve axial alargado en dirección W-E, reflejado por las tres elevaciones principales: el Puig de Son Seguí (320 m), el Puig de Santa Eugènia, (246 m) y Es Puget (136 m), bien diferenciadas de los llanos adyacentes.

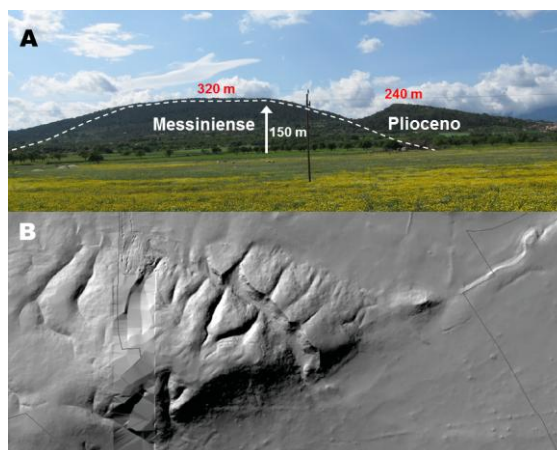


Figura 2: Estructura en *push-up* correspondiente a los relieves del antiforame de Son Seguí-Santa Eugènia: A. Elevación del Messiniense y Plioceno en relación al llano adyacente, B. Detalle del mapa de relieve de la zona.

Figure 2. *Push-up structure related to the topographic antiform of Son Seguí-Santa Eugènia. A. Height of Messinian and Pliocene related to the adjacent lowland. B. Detailed relief map of the area.*

El conjunto constituye una rampa triangular (Fig. 2, B), más elevada en su vertiente SW, que buza en dirección NE hacia la cuenca de Inca (Colom, 1967) hasta llegar a desaparecer bajo los sedimentos cuaternarios que conforman las tierras de cultivo existentes entre el cementerio de Santa Eugènia y la aldea de Ses Alqueries.

Morey y Mas (2009) señalan que los materiales del Mioceno final se sitúan a una altura de 320 m en el monte de Son Seguí así como el levantamiento de la serie pliocena hasta los 246 m en el monte de Santa Eugènia y hasta los 253 m en vertiente W del Puig de Son Seguí, lo que supone un rasgo diferencial único dentro del contexto estructural del Neógeno post-orogénico de la isla de Mallorca (Fig. 2, A). Esto constituye un indicio evidente de levantamientos en la zona a partir del Messiniense, que diferencian claramente este antiforame de la meseta adyacente. Por otra parte, también se ha podido constatar la existencia de actividad tectónica relativamente reciente, con la presencia de brechas tectónicas en los niveles calcareníticos del Plioceno superior (Fig. 3, A).

Así pues se puede considerar el conjunto del antiforame de Son Seguí-Santa Eugènia como una evidencia de actividad tectónica en la isla hasta el Cuaternario, tal como también han apuntado Silva et al. (1998, 2001), Giménez y Gelabert (2002) y Giménez (2003).

La elevación, facturación y brechificación observadas venderían explicadas al coincidir con una estructura en flor positiva levantada como resultado de una zona del choque direccional transversal (*push-up*) de la falla de Sencelles (Figs. 2, A y 5, C).

Al E del núcleo urbano de Santa Eugènia, en la zona de Es Puget cerca del cementerio, se sitúa la cueva Des Negret formada por una grieta vertical que afecta los materiales calcareníticos del Plioceno fuertemente brechificados y se encuentra

parcialmente rellenada por limos y cantos cuaternarios. La planta de la cueva presenta una orientación NNW- SSE, transversal a la orientación de la falla (NE-SW). Esta fractura podría corresponder a uno de los planos de la estructura en flor positiva de levantamiento (*push-up*) de la estructura anticlinal de los montes de Son Seguí-Santa Eugènia.

Núcleo urbano de Llubí y Torrente de Vinagrella

Coincidiendo con el paso del torrente de Vinagrella, al N del núcleo urbano de Llubí, el terreno forma una notable y extensa depresión en la que actualmente se encaja el lecho o vaguada del torrente a su paso junto al pueblo.

En septiembre de 2009 coincidiendo con una excavación de los cimientos en unas obras de construcción de una vivienda en el casco urbano del núcleo urbano de Llubí apareció un nuevo afloramiento en el que se podía observar un colapso formado por múltiples fallas normales en abanico que fracturan repetidamente los niveles de calcareníticos del Plioceno y que llegan a poner en contacto subvertical los materiales miocenos del Messiniense (microbialitas del Complejo Carbonático Terminal-facies Pont d'Inca y facies *Lago Mare*) y los del Plioceno (calcisiltitas y calcarenitas amarillas con *Amusium*).

Los niveles calcareníticos se presentan fuertemente



B

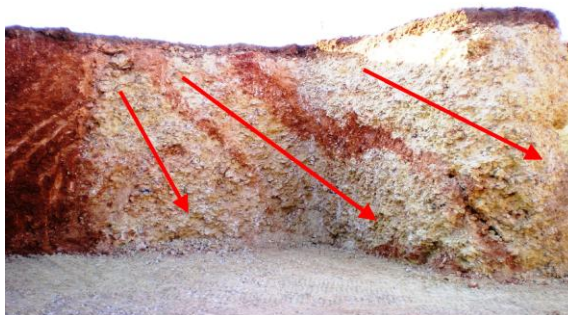


Figura 3: Fracturación y brechificación de las calcarenitas del Plioceno: A. Zona elevada (*push-up*) de Santa Eugènia; B. Zona hundida (*pull-apart*) de Llubí.

Figure 3. Fracturing and brecciation of the Pliocene calcarenites: A. Uplifted area (*push-up*) of Santa Eugènia; B. Depressed area (*pull-apart*) of Llubí.



Figura 4: Estructura en flor negativa. Cueva en el Caserío de Ses Coves (Torrente de Vinagrella-Llubí).

Figure 4. Negative flower structure. Small cave at Caserío de Ses Coves (Torrente de Vinagrella-Llubí).

brechificados (brecha tectónica) y afectados por una repetida facturación escalonada en forma de flor (Fig. 3,B).

Por otra parte, en el interior de una cueva existente en una de las terrazas inferiores del caserío de Ses Coves, en la parte N del torrente de Vinagrella (NE del casco urbano de Llubí), se ha podido observar una estructura en flor negativa (Fig. 4) que, a pesar de su reducida magnitud, también podría corresponder a estructuras de deformación colapsadas *pull-apart*.

La depresión en forma de colapso, la facturación y brechificación se explicarían al coincidir la zona con una estructura en flor negativa resultante de un segmento de separación hundido (*pull-apart*) de la falla de Sencelles (Fig. 5, D).

Es Pujol de Sencelles

La pequeña estructura en forma de promontorio elevado de Es Pujol, situado entre el núcleo urbano de Sencelles y la pedanía de Biniali, constituye también una clara evidencia de una estructura compresiva tipo *push-up* formada por materiales del Mioceno superior levantados de forma transversal a la dirección principal de la falla de Sencelles.

Conclusiones

Se constata que la falla de Sencelles, inicialmente de tipo normal, posteriormente a partir del Mioceno final-Plioceno ha sufrido una inversión tectónica hacia una falla tipo direccional.

Todo apunta a que se trate de una falla direccional senestra, en la que el sector septentrional (cuenca de Inca) se desplaza en sentido SW y el sector de los relieves meridionales se desplaza hacia el NE, congruente con el empuje ejercido desde el S por la placa tectónica africana.

Se cita por primera vez la presencia de mecanismos de formación de segmentos de separación hundidos en flor (estructura *pull-apart* de Llubí, Vinagrella) y zonas transversales elevadas por el choque

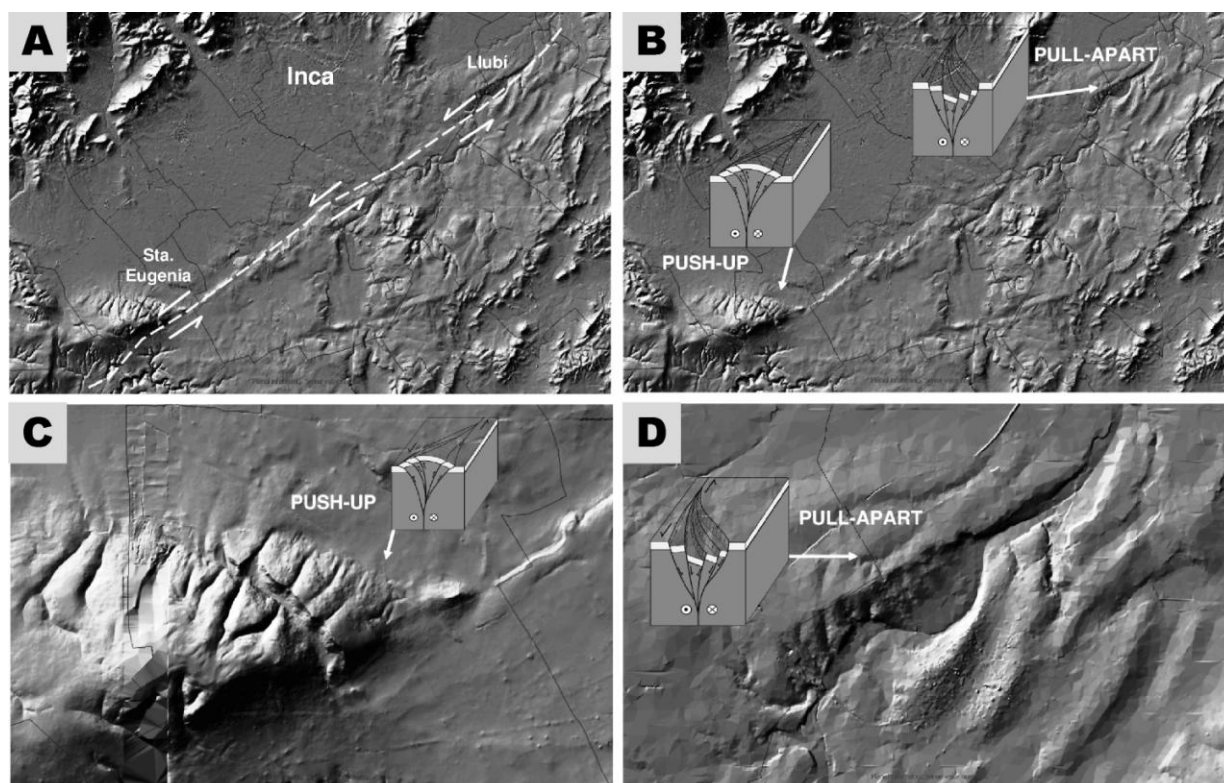


Figura 5: Falla de Sencelles (sobre el mapa relieve IDEIB): A. Situación y dirección de la falla en relación a la cuenca de Inca; B. Ubicación de las principales estructuras direccionales; C. Detalle estructura *push-up* Son Seguí-Santa Eugènia; D. Detalle del *pull-apart* de la zona de Llubí.

Figure 5. Sencelles fault (on the IDEIB relief map): A. Location and direction of the fault relative to the Inca basin; B. Location of the main directional structures; C. Detail push-up structure of Seguí-Santa Eugènia; D. Detail pull-apart zone of Llubí.

directional (estructuras *push-up* de Santa Eugènia-Puig de Son Seguí y Es Pujol) en la isla de Mallorca (Fig. 5, B).

Estos mecanismos explicarían las situaciones anómalas del Neógeno superior situado a más de 300 m de altura (Puig de Son Seguí-Santa Eugènia) o hundido (Llubí-Vinagrella).

Agradecimientos

Al Dr. Pablo G. Silva del Departamento de Geología de la Universidad de Salamanca por la revisión y valoración del original de la presente comunicación.

Referencias bibliográficas

- Benedicto, A. 1994. Geología de la Cubeta de Inca (Mallorca): cartografía geológica e interpretación de los datos del subsuelo. *Bol. Soc. Hist. Nat. Balears*, 37, 15-25.
- Benedicto, A., Ramos, E., Casas, A., Sàbat, F. & Baron, A., 1993. Evolución tectosedimentaria de la cubeta neógena de Inca (Mallorca). *Rev. Soc. Geol. España*, 6, 167-176.
- Colom, G. 1967. Sobre la existencia de una zona de hundimientos, plioceno-cuaternarios, situados al pie

meridional de la sierra Norte de Mallorca. *Acta Geol. Hisp.*, 2 (3), 60-64.

- Gelabert, B. 1998. *La estructura geológica de la mitad occidental de la isla de Mallorca*. Instituto Tecnológico Geominero de España. Ministerio de Medio Ambiente. Colección Memorias. Madrid. 129 pp.
- Jiménez, J. 2003. Nuevos datos sobre la actividad post-Neógena en la Isla de Mallorca. *Geogaceta*, 33, 79-82.
- Jiménez, J. & Gelabert, B. 2002. Análisis de la actividad tectónica reciente en la isla de Mallorca. In: III Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica, Valencia, Vol 1, 390-394.
- Morey, B. & Mas, G. 2009. Aproximació al neogen de Santa Eugènia (Mallorca, Illes Balears, Mediterrània occidental). *Boll. Soc. Hist. Nat. Balears*, 52, 99-122.
- Silva, P.G., González Hernández, F.M., Goy, J.L. & Zazo, C. 1998. Origen y desmantelamiento del Antiforme Plio-Cuaternario de Marratxí (Mallorca, España). *Geogaceta*, 23, 143-146.
- Silva, P.G., González Hernández, F.M., Goy, J.L., Zazo, C. & Carrasco, P. 2001. Paleo and historical seismicity in Mallorca (Balears, Spain): a preliminary approach. *Acta Geol. Hisp.*, 36 (3-4), 245-266.
- Silva, P.G., Goy, J.L., Zazo, C., Jiménez, J., Fornós, J. J., Cabero, A., Bardají, T., Mateos, R., González Hernández, F.M., Hillarie-Marcel, C. & Bassam, G. 2005. Mallorca Island: Geomorphological evolution and neotectonics. In: Desir, G., Gutiérrez, F. & Gutiérrez, M. (eds.). *Sixth International Conference on Geomorphology. Zaragoza, September 2005. Field Trip Guide. Vol. II*. pp. 433-472.



LA ZONA DE FALLA RECIENTE DE SIERRA PALOMERA (FOSA DEL JILOCA, CORDILLERA IBÉRICA): CONTRIBUCIÓN DE LA PROSPECCIÓN GEOFÍSICA A LA CARACTERIZACIÓN ESTRUCTURAL

The Sierra Palomera recent fault zone (Jiloca graben, Iberian Chain): contribution of geophysical survey to the structural characterization

A.I. García Lacosta, Ó. Pueyo, L.E. Arlegui, L. Ezquerro, C.L. Liesa, y J.L. Simón

Dpto. de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, C/ Pedro Cerbuna, 12, 50009 Zaragoza.

anagarcialacosta@hotmail.com, opueyo@gmail.com, arlegui@unizar.es, carluis@unizar.es, lope@unizar.es, jsimon@unizar.es.

Resumen: La prospección magnetométrica y electromagnética, junto con datos geológicos de superficie, ha permitido caracterizar una estructura compleja en el borde oriental activo de la fosa del Jiloca. Paralelas a la falla de Sierra Palomera, aparecen dos alineaciones de fallas normales localizadas hacia el interior de la fosa, una antitética y otra sintética. Ambas delimitan un cuerpo somero de alta susceptibilidad magnética que podría representar un *horst* de materiales del Paleozoico y Triásico. La falla antitética muestra evidencias de actividad reciente que desplaza la superficie de un abanico aluvial del Pleistoceno superior.

Palabras clave: magnetometría, prospección electromagnética, falla normal, morfotectónica.

Abstract: Magnetometric and electromagnetic surveys, together with surface geology, have allowed to characterize a complex structure at the eastern, active margin of the Jiloca Graben. Two normal faults nearly parallel to the Sierra Palomera fault appear at a distance towards the basin centre (antithetic and synthetic, respectively). These faults bound a shallow rock body with high magnetic susceptibility, which could represent a horst of Palaeozoic and Triassic materials. The antithetic fault shows evidence of recent activity that offsets a Late Pleistocene alluvial fan surface.

Key words: magnetometry, EM survey, normal fault, morphotectonics.

INTRODUCCIÓN

La falla de Sierra Palomera forma el límite este de la fosa neógeno-cuaternaria del Jiloca en su sector central. Da lugar a un frente montañoso de dirección general NNO-SSE y longitud de unos 16 km, modelado en formaciones carbonatadas del Jurásico (Figs. 1 y 2a).

La discriminación entre el papel del encajamiento erosivo y de la tectónica vertical en la creación de este escalón morfológico ha sido objeto de controversia. Para Cortés y Casas (2000), su topografía no es de origen tectónico, sino producto de un encajamiento erosivo en respuesta al levantamiento orogénico. Gracia et al. (2003) reinterpretan la depresión del Jiloca como un *polje*, desarrollado durante el Plioceno final-Cuaternario sobre una incipiente semifosa. Rubio y Simón (2007) y Rubio et al. (2007) analizan estos argumentos y concluyen que la depresión del Jiloca es una fosa tectónica limitada por fallas neógeno-cuaternarias con saltos hectométricos y un relleno sedimentario que, aunque modesto, presenta una distribución de espesores y facies coherente con ese dispositivo de cuenca.

En cualquier caso, es cierto que hay pocos datos de superficie debido a que el encajamiento fluvial es casi nulo (las condiciones endorreicas se han mantenido localmente hasta tiempos históricos: Laguna del Cañizar; Rubio et al., 2007) y faltan afloramientos que muestren las relaciones entre las fallas y el relleno sedimentario.

OBJETIVOS Y METODOLOGÍA

En este trabajo queremos mostrar cómo la prospección geofísica puede proporcionar información complementaria a la de superficie y contribuir a caracterizar la estructura del sector central de la depresión del Jiloca. Se presta especial atención a aquellos rasgos estructurales que constituyen evidencias de actividad reciente de la falla de Sierra Palomera y otras fallas asociadas a ella.

Además de la adquisición de datos de superficie por observación en campo, imágenes aéreas y modelos digitales de elevaciones (DEM), se han empleado dos técnicas geofísicas: magnetometría (intensidad y gradiente vertical del campo magnético terrestre) y prospección electromagnética (EM) de frecuencia variable. Una campaña de prospección se ha centrado en la estructura general del sector central de la fosa del Jiloca, donde se han realizado diez perfiles transversales que parten del escarpe de Sierra Palomera (Fig. 1). Por otro lado, se ha estudiado en detalle el abanico cuaternario del Barranco de la Sima, en el que se sospechaba la presencia de una falla antitética.

MARCO GEOLÓGICO

La fosa del Jiloca, de dirección general NNO-SSE, se formó en el Plioceno superior controlada por tres grandes fallas de traza NO-SE, dispuestas en relevo diestro, que forman su margen oriental: fallas de Calamocha, Sierra Palomera y Concud. El relleno de

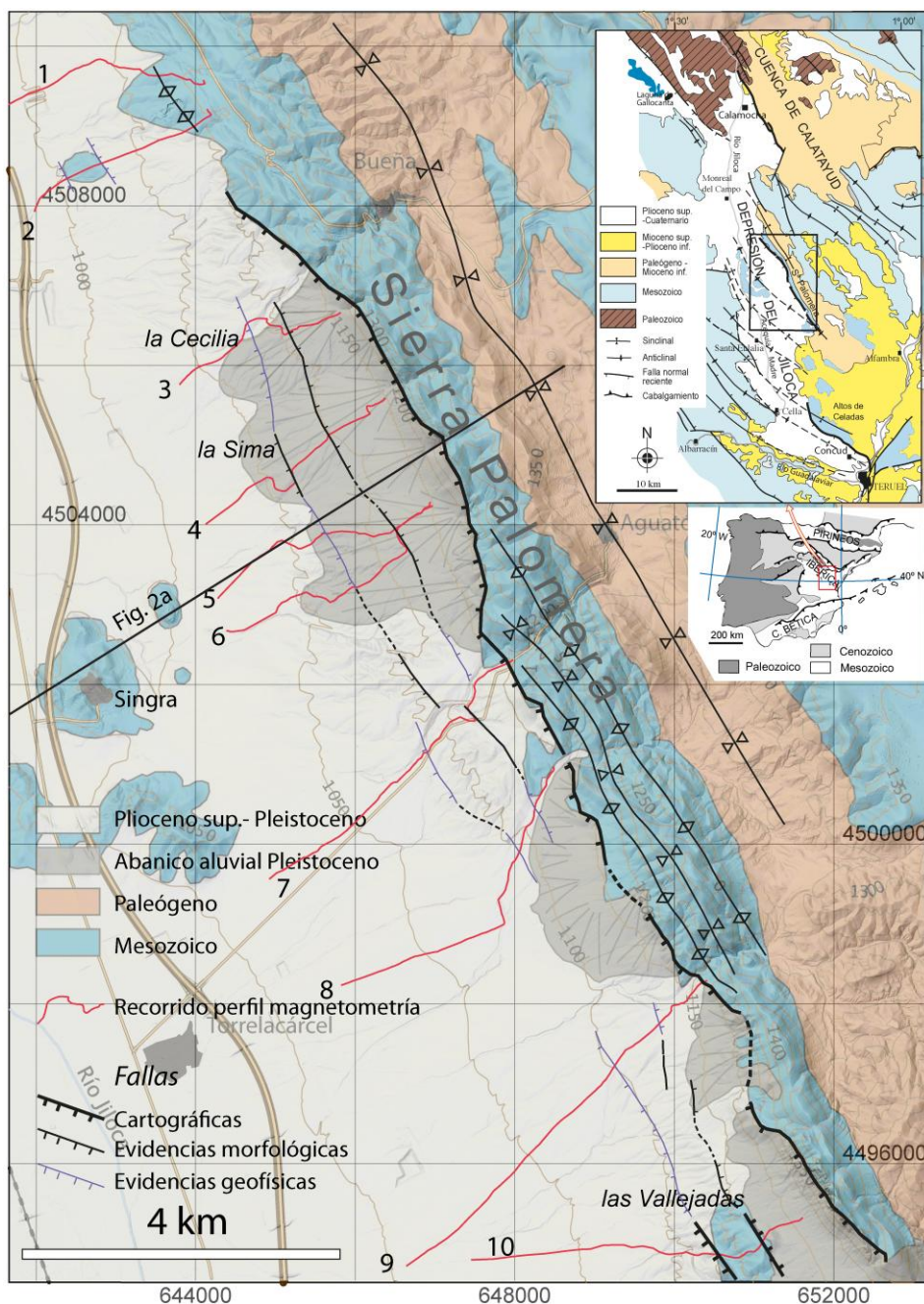


Figura 1: Mapa geológico simplificado del sector central de la fosa del Jiloca (sobre imagen DEM del Instituto Geográfico Nacional) con las principales estructuras asociadas a la falla de Sierra Palomera. Se incluye la localización de los perfiles magnetométricos. Los mapas insertados muestran la localización de la zona estudiada.

Figure 1: Geological map of the central sector of the Jiloca graben (on DEM image from the Instituto Geográfico Nacional) with the main structures associated to the Sierra Palomera fault. The location of the magnetometric profiles is included. Inserts show the location of the studied area.

la cuenca sólo muestra en superficie depósitos aluviales del Plioceno final y Cuaternario. La información del subsuelo indica que el espesor de estas unidades ronda en algunas áreas el centenar de metros e incluye una unidad inferior carbonatada y depósitos aluviales del Plioceno superior (*glacis villafrankienses*) y Cuaternario. Sus mapas de isopacas muestran que las variaciones de espesor están controladas por las fallas NO-SE que limitan la fosa, al menos en su margen oeste (Rubio y Simón, 2007).

Algunos abanicos aluviales cuaternarios procedentes del frente montañoso, apenas incididos, están desconectados de la red fluvial del Jiloca y presentan en su ápice depósitos actuales que indican su funcionalidad. Entre ellos destacan los abanicos de la Cecilia y la Sima, donde se han muestreado niveles sedimentarios someros para su datación mediante Luminiscencia Ópticamente Estimulada (OSL, Laboratorio de Datación y Radioquímica de la Universidad Autónoma de

Madrid). En el primer abanico se ha obtenido una edad de $28,9 \pm 2,0$ ka BP en un nivel arenoso a 3,0 m de profundidad; en el segundo, una edad de $19,2 \pm 1,1$ ka BP en un nivel limoso a 0,4 m.

La falla de Sierra Palomera presenta una dirección promedio N 155° E. Planos estriados observados dentro de la zona de falla muestran buzamientos entre 54° y 87° O y cabeceos de estrías entre 75 N y 70 S (movimiento normal casi puro). La falla extensional sigue el flanco oriental de un anticlinal vergente al Este, lo que sugiere que procede de la reactivación de una antigua falla inversa asociada a dicho pliegue (Fig. 2a). Su núcleo está representado por los materiales del Triásico inferior y medio que, en el entorno de Singra, forman relieves residuales no completamente recubiertos por el relleno de la cuenca.

En las fallas de Calamocha y Concud, hay marcadores estratigráficos que permiten calcular un salto post-Plioceno inferior de 160-180 m (Rubio y

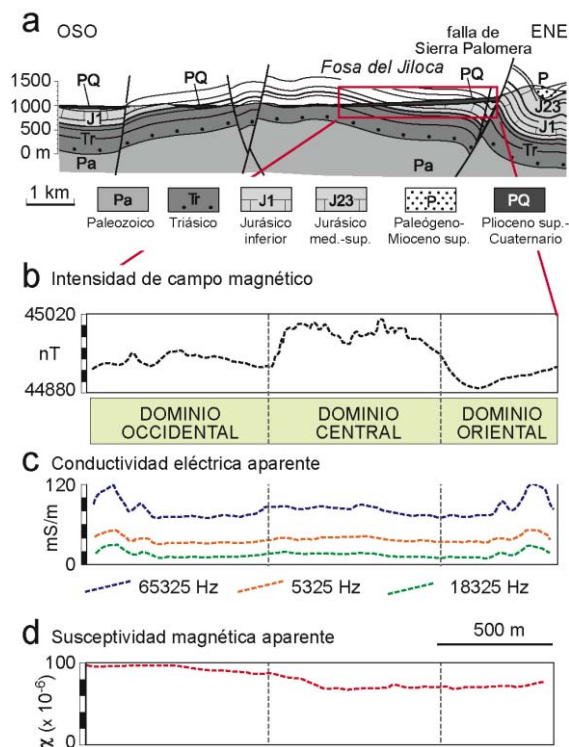


Figura 2: a) Corte geológico de orientación perpendicular a la estructura de Sierra Palomera (modificado de Rubio y Simón, 2007) con la localización de los perfiles geofísicos. b) Intensidad de campo magnético terrestre. c) Variaciones de conductividad eléctrica aparente para tres frecuencias de estudio. d) Susceptibilidad magnética aparente. Se señala la separación entre los tres dominios descritos en el texto.

Figure 2: a) Geological section orthogonal to the Sierra Palomera structure (modified from Rubio and Simón, 2007) with location of the geophysical sections. b) Intensity of earth magnetic field. c) Apparent conductivity changes for three different frequencies. d) Apparent magnetic susceptibility. The separation between the different domains described in the text is marked.

Simón, 2007); y 250-300 m (Lafuente, 2001). En el caso de la falla de Sierra Palomera no dispone de ellos, pero su desplazamiento puede estimarse a partir de la desnivelación que muestra la llamada *Superficie de Erosión Fundamental (SEF)* de la Cordillera Ibérica (Peña et al., 1984): unos 350-400 m de diferencia entre los 1440 m que alcanza en el bloque levantado y los aproximadamente 1070 m a los que se encontraría dentro de la fosa (Simón, 1989; Rubio y Simón, 2007).

Aunque la apariencia inicial es la de una sola falla que acomoda todo el salto vertical, en el sector meridional hay indicios de una segunda falla sintética (falla de las Vallejadas) situada al Oeste del escarpe principal. Entre ambas queda un escalón intermedio en el que la *SEF* se halla a una altitud de 1170-1190 m, lo que sugiere un reparto del salto de unos 250-270 m para la falla principal y unos 100-130 m para la falla sintética al Oeste. La existencia de esta segunda falla queda evidenciada por un basculamiento local de hasta 25° E observado en depósitos villafranquienses al pie del escarpe morfológico supuestamente asociado a la misma.

ANOMALÍAS GEOFÍSICAS EN EL MARGEN ACTIVO DE LA FOSA

Las medidas geofísicas en los perfiles realizados aportan datos sobre la estructuración del margen oriental de la fosa del Jiloca. La Figura 2 muestra como ejemplo los resultados del perfil 3. Los datos de intensidad de campo magnético (Fig. 2b) permiten distinguir tres dominios: un dominio oriental de intensidades bajas y con un descenso progresivo hacia el Oeste; uno central con valores mayores y comportamiento menos homogéneo (anomalías decamétricas con rangos de 20 a 30 nT); y uno occidental definido por un descenso brusco de intensidad de unos 100 nT y un comportamiento más homogéneo o con anomalías de amplia longitud de onda. Estos tres dominios se encuentran separados por cambios netos que suponen variaciones de entre 80 y 100 nT. La conductividad eléctrica y la susceptibilidad magnética aparentes (Fig. 2c y d) muestran cambios coincidentes con los dominios descritos en el perfil anterior, pero más atenuados y asociados a rasgos del subsuelo más someros. El perfil de conductividad eléctrica muestra un dominio central más homogéneo y unos dominios oriental y occidental con valores mayores asociados a cambios puntuales (y mucho más marcados para niveles someros: curva de conductividad eléctrica para una frecuencia de 65325 Hz). Los cambios entre dominios coinciden con ligeras inflexiones de las curvas. El perfil de susceptibilidad magnética aparente es menos expresivo, y sólo muestra una inflexión bien marcada en el límite entre los dominios central y occidental.

La misma división en dominios del perfil 3 se aprecia a lo largo de todo el sector central del área estudiada (perfiles 3 a 8; Fig. 1), atenuándose hacia el Norte y hacia al Sur. Los límites entre dominios se alinean según una directriz paralela a la estructura de Sierra Palomera; pueden estar marcados en cada perfil por anomalías de intensidad de campo magnético o cambios de tendencia de signos distintos, pero los puntos de inflexión se correlacionan bien entre sí.

LA ANOMALÍA ORIENTAL EN EL ABANICO DEL BARRANCO DE LA SIMA

Coincidente con la lineación oriental anteriormente descrita, se observa en el abanico de la Sima una anomalía morfológica claramente expresada por la imagen DEM (Fig. 3a). Se trata de un lineamiento que separa dos zonas, con diferente grado de incisión de la red de drenaje, estando más incidida al oeste. En dicho lineamiento el perfil longitudinal del abanico experimenta una ruptura de pendiente, llegando ésta a hacerse nula o incluso negativa. Esta anomalía morfológica sugiere la existencia de una falla que habría levantado el sector distal del abanico respecto al proximal unos 4 m. Otro lineamiento similar al descrito aparece en el sector sur, paralelo y al Este de la falla de las Vallejadas, constituyendo virtualmente una prolongación del mismo.

Para investigar en detalle el abanico del barranco de la Sima se realizó una prospección magnética y electromagnética intensiva. En este zona se identifica la anomalía oriental identificada a nivel regional y que mostraba continuidad lateral entre los distintos perfiles analizados puede seguirse en

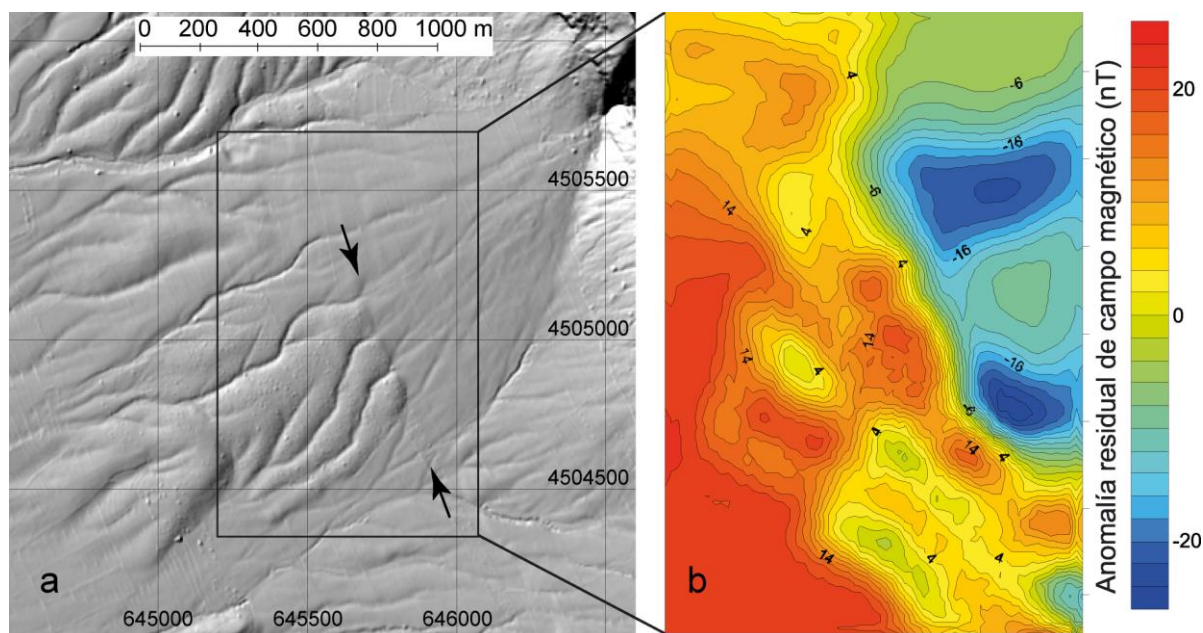


Figura 3: a) Imagen del abanico del barranco de la Sima procesada a partir del modelo digital del terreno (paso de malla de 5 m) del Instituto Geográfico Nacional. b) Mapa de anomalías residuales de campo magnético en el sector central del abanico.

Figure 3: a) Hillshade relief map of the barranco de la Sima alluvial fan rendered from the digital elevation model (5 m grid) of the Instituto Geográfico Nacional. b) Residual magnetic field anomalies at the central sector of the alluvial fan.

detalle en el mapa de anomalías residuales del campo magnético (Fig. 3b). Dicha anomalía principal muestra en el mapa una orientación N 170° E, y representa un ascenso rápido de los valores del campo magnético entre el dominio oriental (< -20 nT) y el central (> 20 nT). Este cambio rápido revela límites netos y un origen somero del elemento responsable de la anomalía, e implica un incremento de la susceptibilidad magnética para el dominio central definido en el apartado anterior. La amplitud y morfología de la anomalía no es resoluble con los valores de susceptibilidad de las unidades aflorantes, lo que sugiere la aproximación a la superficie de un cuerpo de alta susceptibilidad. Además, la Figura 3b muestra otras alineaciones de anomalías en el dominio central con orientaciones NO-SE. Estas tienen un contraste de valores menor, aunque su alto gradiente también sugiere límites de alto buzamiento.

CONCLUSIONES

La integración de la geología de superficie y las anomalías de relieve con los datos geofísicos revela la presencia de fallas normales paralelas a la principal y que separan bloques de propiedades geofísicas significativamente diferentes. El desarrollo y geometría de las anomalías mayores sugiere la presencia de un cuerpo somero de alta susceptibilidad limitado por dos fallas subparalelas (anomalías occidental y oriental). Este dispositivo es compatible con un *horst* de materiales del Paleozoico y Triásico, que ya se hallaban elevados en el núcleo anticlinal de Singra antes de verse afectados por las fallas extensionales.

La interpretación conjunta de todos estos rasgos revela una estructura en la zona de falla de Sierra Palomera (Fig. 1) más compleja que la supuesta hasta este momento. Así, a la falla principal se añaden: (i) una posible falla sintética a unos 1500 m

hacia el centro de la depresión del Jiloca, que en su extremo sur coincide con la falla de las Vallejadas, donde tendría un salto de unos 100-130 m; (ii) una falla antitética reciente, al Este, que habría desplazado 4 m la superficie de un abanico aluvial con una edad posterior a $19,2 \pm 1,1$ ka BP (tasa de movimiento de unos 0,2 mm/año). La falla antitética, a juzgar por la continuidad del lineamiento morfológico asociado, se prolongaría hasta el sector sur (Este de las Vallejadas).

Agradecimientos: Este trabajo está financiado por el proyecto CGL2012-35662 (Ministerio de Ciencia e Innovación- FEDER), por el Gobierno de Aragón (grupo de investigación Geotransfer) y por la beca FPI (Ministerio de Ciencia e Innovación, BES-2010-031339) de L. Ezquerro. Agradecemos a H. Perea la revisión del manuscrito original.

Referencias bibliográficas

- Cortés, A.L. y Casas, A.M. (2000). ¿Tiene el sistema de fosas de Teruel origen extensional?. Revista de la Sociedad Geológica de España 13(3-4), 445-470.
- Gracia, F.J., Gutiérrez, F., Gutiérrez, M. (2003). The Jiloca karst polje-tectonic graben (Iberian Range, NE Spain). *Geomorphology* 52, 215-231.
- Lafuente, P. (2011). Tectónica activa y paleosismicidad de la falla de Concud (Cordillera Ibérica central). Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 253 p + anexos.
- Peña, J.L., Gutiérrez, M., Ibáñez, M., Lozano, M.V., Rodríguez, J., Sánchez, M., Simón, J.L., Soriano, M.A. y Yetano, L.M. (1984). Geomorfología de la provincia de Teruel. Instituto de Estudios Turolenses, 149 pp.
- Rubio, J.C. y Simón, J.L. (2007). Tectonic subsidence vs. erosional lowering in a controversial intramontane depression: the Jiloca basin (Iberian Chain, Spain). *Geological Magazine* 144, 1-15.
- Rubio, J.C., Simón, J.L. y Soriano, A. (2007). Interacting tectonics, hydrogeology and karst processes in an intramontane basin: the Jiloca graben (NE Spain). *Hydrological Journal* 15, 1565-1576.
- Simón, J.L. (1989). Late Cenozoic stress field and fracturing in the Iberian Chain and Ebro Basin (Spain). *Journal of Structural Geology* 11, 285-294.



LA FALLA DE CALAMOCHA (FOSA DEL JILOCA, CORDILLERA IBÉRICA): ESTRUCTURA Y ACTIVIDAD PLEISTOCENA

The Calamocha fault (Jiloca Graben, Iberian Chain): structure and Pleistocene activity

L. Martín Bello, L.E. Arlegui, L. Ezquerro, C.L. Liesa y J.L. Simón

Dpto. de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, C/ Pedro Cerbuna, 12, 50009 Zaragoza. letycia_mbk@hotmail.com, arlegui@unizar.es, lope@unizar.es, carluis@unizar.es, jsimon@unizar.es.

Resumen: La falla de Calamocha es una falla normal pura, de dirección NNW-SSE y 17 km de longitud, que hunde el sector norte de la fosa del Jiloca respecto al relleno neógeno de la cuenca de Calatayud. En su segmento central se separa en cuatro rupturas sintéticas que acomodan un salto neto total de unos 220 m. Su movimiento se inició en el Plioceno superior, presentando una tasa media de desplazamiento de 0,06-0,09 mm/año. Dos afloramientos estudiados en las proximidades de Calamocha muestran que la falla ha experimentado movimiento recurrente a lo largo del Pleistoceno superior, con signos de actividad anteriores a 53,1 ka BP, y posteriores a 69,9 ka, 35,3 ka y 11,1 ka BP.

Palabras clave: falla normal, Pleistoceno superior, fosa del Jiloca, edad OSL.

Abstract: The Calamocha fault is a pure normal fault, oriented NNW-SSE and 17 km long, which sinks the northern sector of the Jiloca Graben with respect to the Neogene infill of the Calatayud basin. In the central segment, it splits into four synthetic ruptures that accommodate a total net slip of about 220 m. Its movement initiated in Late Pliocene times, showing an average slip rate of 0.06-0.09 mm/yr. Two outcrops studied close to Calamocha town evince that the fault has undergone recurrent movement during the Late Pleistocene (prior to 53.1 ka BP, and younger than 69.9 ka, 35.3 ka y 11.1 ka BP).

Key words: normal fault, Late Pleistocene, Jiloca Graben, OSL age.

INTRODUCCIÓN

La falla de Calamocha es una falla normal que pone en contacto el Neógeno de la cuenca Calatayud con el Pleistoceno que rellena el sector norte de la fosa del Jiloca (Fig. 1a). Pertenece a una línea de fallas (Daroca-Calamocha) en la que concurren estructuras tanto contractivas como extensionales. Ello sugiere un origen compresivo (probable reactivación transpresiva de un antiguo accidente varisco, que delimitó por el SW la cuenca neógena de Calatayud), al que seguiría durante el Neógeno final-Cuaternario una inversión negativa. La falla de Calamocha presenta evidencias de actividad cuaternaria, ya señaladas por Simón (1983) y Simón et al. (2012). Es una de las estructuras incorporada a la base de datos nacional de fallas activas creada por el IGME, pero no ha sido objeto de un estudio detallado que permita reconstruir y datar con precisión su actividad reciente.

El objetivo de este trabajo es contribuir al conocimiento de la estructura y la actividad reciente de la falla de Calamocha. En particular, se caracteriza su geometría, cinemática y evolución, incluyendo una estimación de su tasa de movimiento, y se identifican y acotan cronológicamente algunos episodios de rotura durante el Pleistoceno.

MARCO GEOLÓGICO Y MATERIALES

La depresión del Jiloca es una fosa tectónica asimétrica de dirección general NNW-SSE, resultante de la disposición escalonada diestra de tres grandes fallas normales que forman su borde oriental: fallas de

Calamocha, Sierra Palomera y Concud (Fig. 1a). La actividad extensional de estas fallas durante el Plioceno-Cuaternario acumuló desplazamientos de orden hectométrico (Hernández et al., 1983; Rubio y Simón, 2007; Lafuente et al., 2011). El campo regional de esfuerzos bajo el que se activan es una extensión radial o multidireccional (σ_1 vertical, $\sigma_2 < \sigma_3$) con trayectorias primarias de σ_3 ENE-WSW (Arlegui et al., 2005).

La falla de Calamocha constituye un escalón que hunde la fosa del Jiloca respecto al relleno sedimentario de la cuenca neógena de Calatayud (Fig. 1b). El sustrato común de ambas son rocas paleozoicas (areniscas y pizarras del Cámbrico medio-superior; Hernández et al. 1983). El relleno de la cuenca de Calatayud está compuesto por sedimentos detríticos, carbonatados y evaporíticos, que en el sector estudiado abarcan fundamentalmente el Mioceno inferior. Pueden distinguirse las siguientes unidades informales (nomenclatura adaptada de Hernández et al., 1983; ver leyenda de Fig. 1b):

- Unidad Detrítica (UD). Conglomerados silíceos y lutitas. Ateniense final-Aragoniense medio. Se desglosa en tres subunidades (UD1, UD2 y UD3) a partir de sus relaciones verticales con los tramos carbonatados.
- Yesos de Navarrete (YN). Aragoniense inferior.
- Unidad de Bañón-Calizas de Nombrevilla (CN). Carbonatos del Aragoniense, con espesor hasta 180 m en la parte oriental. Se diferencian dos subunidades (CN1 y CN2).
- Rojo 2 (R2) y Páramo 2 (P2). Aparecen sólo en el bloque hundido (Venta de los Céntimos) y son

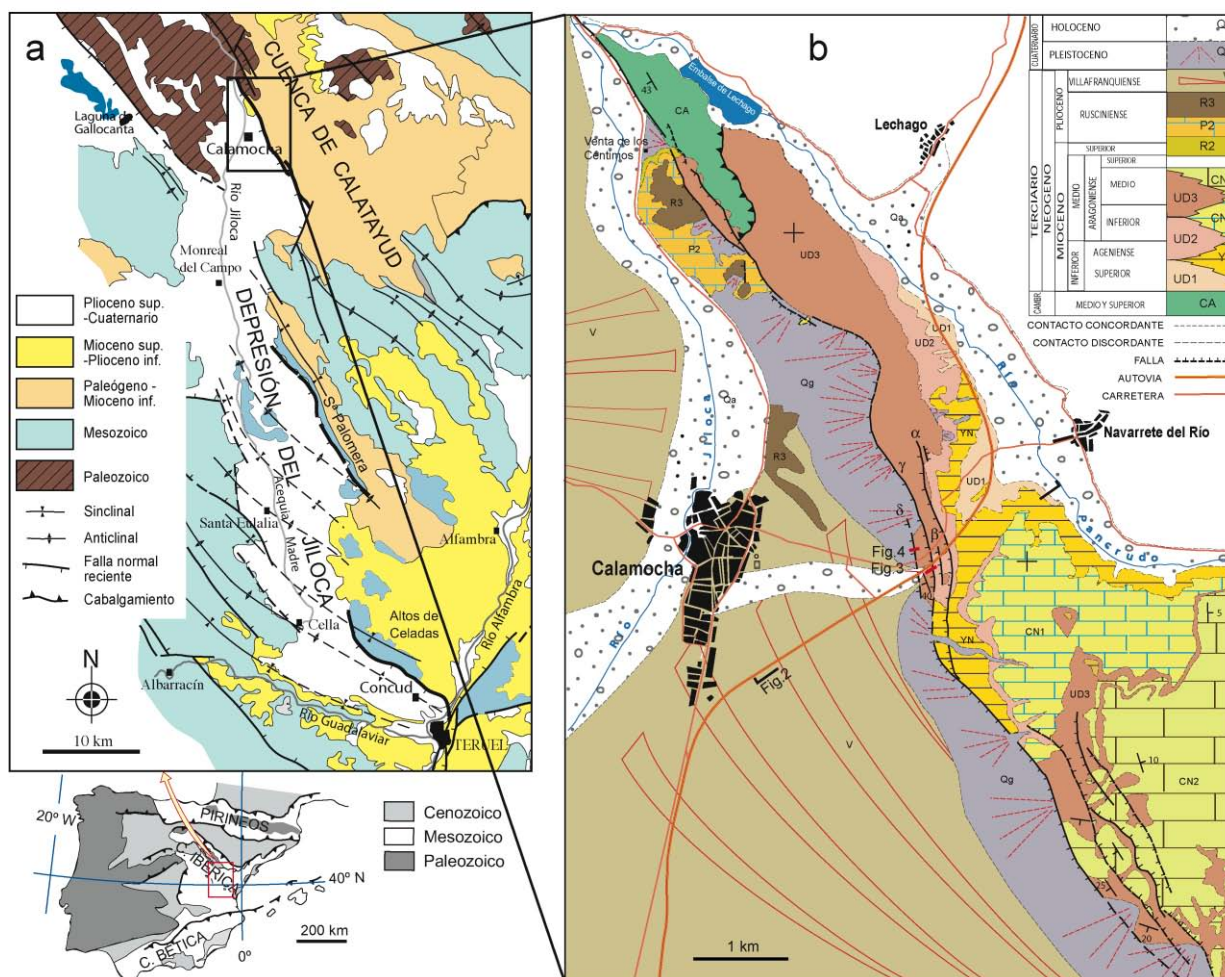


Figura 1: (a) Situación geológica. (b) Mapa geológico de la falla de Calamocha.
Figure 1: (a) Geologic location. (b) Geologic map of the Calamocha fault.

atribuidas al Rusciense. El Rojo 2 contiene limolitas rojas y margas. El Páramo 2 está formado por 20 m de calizas margosas lacustres.

- Rojo 3 (R3). Lutitas rojas con intercalaciones arenosas y conglomeráticas silíceas. Rusciense-Villafranchense.

Tras la sedimentación del Rojo 3 se activa la falla extensional y se desarticula la cuenca de Calatayud. En condiciones ya exorreicas se inicia el relleno de la fosa del Jiloca, con las siguientes unidades sintectónicas:

- Glacis villafranchenses (V). Cubren gran parte del bloque hundido de la falla, con sedimentos de entre 2 y 10 m de espesor cuya litología (silícea o mixta) depende de su procedencia (Hernández et al., 1983).
- Sedimentos del Cuaternario. Abanicos pleistocenos de gravas sueltas poligénicas que forman el piedemonte del escarpe de la falla, y sedimentos holocenos de los valles del Jiloca y del Pancrudo.

ESTRUCTURA Y CINEMÁTICA DE LA FALLA

La falla de Calamocha tiene una dirección general NNW-SSE y un buzamiento en torno a 70° W. Su longitud (que excede algo la representada en la Fig. 1b) es de 17 km.

En el sector septentrional se distinguen dos trazas de falla rectilíneas orientadas N 140° E, que ponen

en contacto materiales paleozoicos y aragonienses con las unidades culminantes del Neógeno (R2, P2, R3) de la Venta de los Céntimos. Rubio y Simón (2007) estiman un salto vertical de 140 m en este sector a partir de una hipotética isocronía de las unidades R2 y/o P2 del bloque hundido con una unidad de detrítica que aparece al este de Lechago (unidad 38 de Hernández et al., 1983; Plioceno inferior). Más al sur la traza de la falla se hace sinuosa, poniendo en contacto materiales detríticos miocenos (UD3) con abanicos aluviales pleistocenos procedentes del escarpe.

En el sector central la falla se separa en al menos cuatro rupturas sintéticas (fallas α , β , γ , δ en Fig. 2). Dos de ellas (β y γ) afloran en los taludes de la Autovía Mudéjar, poniendo en contacto materiales de las unidades miocenas CN2, UD2 y UD3. A su vez, la UD3 se pone en contacto con el Pleistoceno de la depresión del Jiloca mediante la falla más occidental (δ), que aflora en el Polígono Agroalimentario de Calamocha. La estructura acomoda un salto vertical total de unos 210 m.

La falla γ presenta en su bloque superior (unidad UD3) numerosas fallas antitéticas de dirección N-S y buzamiento moderado (30°-50° E; Fig. 3). Éstas producen saltos aparentes de 0,5 a 3 m en niveles de cantos cuarcíticos intercalados en las limolitas rojas, que a su vez presentan fuertes buzamientos.

La distribución y orientación de la fallas sugieren una

posterior a los 3,6 Ma en que está datado el techo

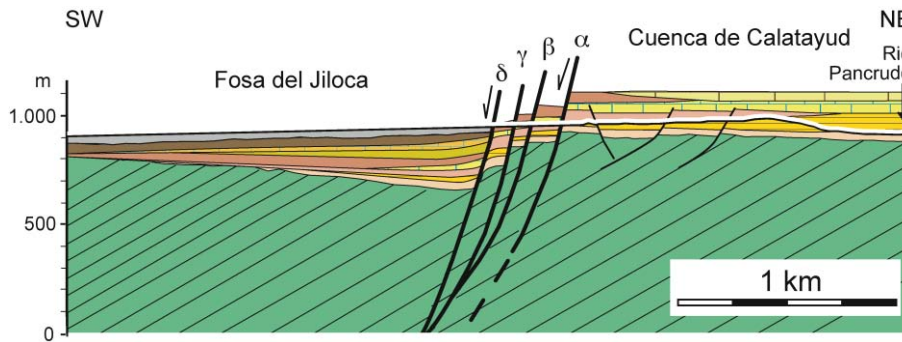


Figura 2: Corte geológico en el sector central. Ver situación y leyenda en Fig. 1b.

Figure 2: Cross section in the central sector. See location and legend in Fig. 1b.

estructura de *roll-over* sobre una falla listrica, en la que la acomodación pasiva del bloque superior se habría producido por cizalla simple 'conjugada', resuelta mediante deslizamiento sobre planos discretos. Sin embargo, los estratos no se encuentran buzando hacia la falla, sino en sentido opuesto (hasta un máximo de 45° SW en una zona de inflexión a unos 60 m de la falla), lo que indica la existencia adicional de un monoclinal de acomodación sobre otra falla ciega. El buzamiento reducido de las fallas antitéticas, y el ángulo amplio que, por el contrario, forman con la estratificación, sugieren que se formaron antes que el monoclinal y perdieron luego buzamiento conforme la estratificación lo ganaba.

En el sector meridional la falla principal pone en contacto unidades del Mioceno inferior con una orla de abanicos aluviales pleistocenos que cubren parcialmente el glacis villafranchense (Fig. 1b). En su bloque inferior se dibuja un pliegue monoclinal, con buzamientos en el flanco corto de hasta 17° SW. Éste se encuentra cortado por dos fallas antitéticas que producen en superficie repeticiones de la secuencia de unidades UD3-CN2.

En las fallas γ y δ del sector central se han observado directamente estrías de deslizamiento (Figs. 3b, 4c), con cabeceos en torno a 90° que implican una dirección de transporte media hacia el W. Contando con este dato y con un buzamiento medio del plano de falla de 70-75°, el desplazamiento neto máximo en el sector central sería de 220 m. Este desplazamiento es posterior a la unidad Rojo 3, que se halla en ambos bloques con espesor y facies uniformes. Ello sitúa su inicio en el Plioceno superior,

del Páramo 2 y en que se activa la falla de Concul (Lafuente et al., 2011), y anterior a los 2,5-2,6 Ma en que arranca el desarrollo del sistema de glacis villafranchenses (Opdyke et al., 1997). Esto supone una tasa de movimiento media entre 0,06 y 0,09 mm/año.

EVIDENCIAS DE ACTIVIDAD PLEISTOCENA

Se han hallado evidencias de actividad pleistocena de la falla de Calamocha en su sector central. En un talud excavado en la parte alta del Polígono Agroalimentario se observa cómo la falla δ (una zona de falla con múltiples planos de rotura sintéticos) pone en contacto depósitos aluviales del Pleistoceno (gravas cuarcíticas rojizas) con la unidad UD3 (Fig. 4). En el bloque superior se observa una falla antitética con un salto aparente de 1,3 m. Las fracturas tienen en su mayoría dirección NNW-SSE, con buzamientos entre 45° y 80° W. Las estrías indican un movimiento normal dominante, aunque con cabeceos dispersos (Fig. 4c).

La edad de los depósitos pleistocenos cortados por la falla se ha acotado gracias a dos dataciones obtenidas por Luminiscencia Ópticamente Estimulada (OSL), una cerca de la base de la serie visible (1 en Fig. 4b) y otra en el nivel más moderno en contacto mecánico con la falla (2 en Fig. 4b). Las edades respectivas son $95,4 \pm 6,3$ ka y $69,9 \pm 5,5$ ka BP. Cabe concluir, por tanto, que la falla δ experimentó actividad durante y después de ese lapso de tiempo (Pleistoceno superior). Dado que el material suprayacente no afectado por la falla es material removido artificialmente, no se dispone de supradato.

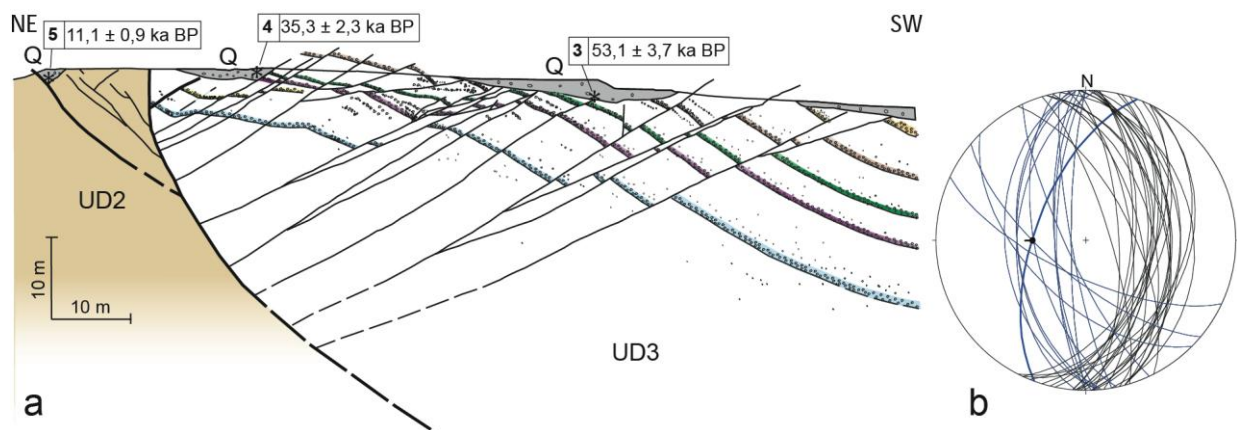


Figura 3: (a) Corte de detalle de la falla γ en la Autovía Mudéjar (situación en Fig. 1b); UD2 y UD3: Mioceno inferior; Q: Cuaternario; 3, 4, 5: edades OSL. (b) Estereograma de planos y estrías de falla; negro: fallas antitéticas en el bloque superior; azul: fallas sintéticas en el bloque inferior; trazo grueso: falla principal.

Figure 3: (a) Detailed cross section of fault γ in Autovía Mudéjar (location in Fig. 1b); UD2 y UD3: Lower Miocene; Q: Quaternary; 3, 4, 5: OSL ages. (b) Stereoplot of fault planes and striations; black: antithetic faults in the hanging block; blue: synthetic faults in the foot block; thick line: main fault.

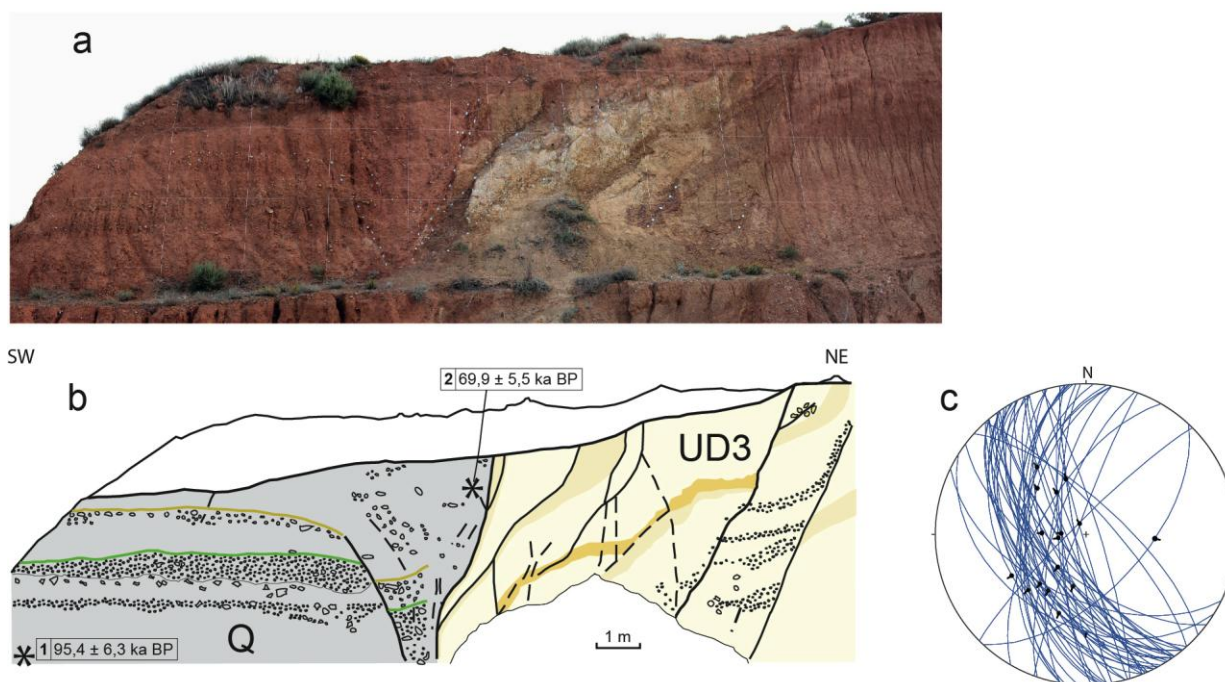


Figura 4: (a) Afloramiento de la falla δ en el Polígono Alimentario (situación en Fig. 1b). (b) Corte de detalle; UD3: Mioceno inferior; Q: Cuaternario; 1, 2: edades OSL. (c) Estereograma de planos y estrías de falla.

Figure 4: (a) Outcrop of fault δ in Polígono Alimentario (location in Fig. 1b). (b) Detailed cross section; UD3: Lower Miocene; Q: Quaternary; 1, 2: OSL ages. (c) Stereoplot of fault planes and striations.

Aunque menos expresivos, también hay datos de actividad pleistocena de la falla y en el corte de la Autovía Mudéjar. En la parte central de la Figura 3a se observa que un grupo de las fallas antitéticas asociadas están fosilizadas por sedimentos cuaternarios (edad OSL: $53,1 \pm 3,7$ ka BP; 3 en Fig. 3a). Sin embargo, hay también materiales cuaternarios en contacto mecánico con dos de las fallas (Fig. 3a). Una de ellas pertenece al sistema antitético del bloque superior, y afecta a un coluvión datado en $35,3 \pm 2,3$ ka BP (4 en Fig. 3a). La otra se sitúa en el bloque inferior, y corta una pequeña cuña de gravas angulosas con una edad de $11,1 \pm 0,9$ ka (5 en Fig. 3a). Según el modelo cinemático propuesto en el apartado anterior, la reactivación reciente de estas fallas antitéticas debe estar inducida por pulsos de movimiento en la falla principal.

CONCLUSIONES

La falla de Calamocha muestra segmentos en los que se subdivide en varias ramas sintéticas, mientras en otros se articula con fallas antitéticas o se combina con un pliegue monoclin. La máxima deformación se encuentra en su sector central, donde el desplazamiento neto acumulado alcanza unos 220 m. Dicho desplazamiento se habría producido a lo largo del Plioceno final y Cuaternario, con una tasa media de 0,06-0,09 mm/año.

Se trata de una falla activa que presenta movimientos recurrentes durante el Pleistoceno superior. No ha podido establecerse una tasa de movimiento en este periodo, ni acotarse cronológicamente eventos de desplazamiento. Sin embargo, varias dataciones OSL realizadas en sedimentos afectados por rupturas dentro de la zona de falla evidencian signos directos de actividad posterior a $69,9 \pm 5,5$ ka BP, y signos indirectos

anteriores a $53,1 \pm 3,7$ ka BP y posteriores a $35,3 \pm 2,3$ ka y $11,1 \pm 0,9$ ka.

Agradecimientos: Este trabajo está financiado por el proyecto CGL2012-35662 (Ministerio de Ciencia e Innovación- FEDER), por el Gobierno de Aragón (grupo de investigación Geotransfer) y por la beca FPI (Ministerio de Ciencia e Innovación, BES-2010-031339) de L. Ezquerro. Agradecemos a P.Lafuente la revisión del manuscrito original.

Referencias bibliográficas

- Arlegui, L.E., Simón, J.L., Lisle, R.J. & Orife, T. (2005). Late Pliocene-Pleistocene stress field in the Teruel and Jiloca grabens (eastern Spain): contribution of a new method of stress inversion. *J. Struct. Geol.*, 27, 693-705.
- Hernández, A., Olivé, A., Moissenet, E., Pardo, G., Villena, J., Portero, J.M., Gutiérrez, M., Aguilar, M.J. & Leal, M.C. (1983). *Mapa Geológico Nacional 1:50000, hoja 491 (Calamocha)*. IGME, Madrid. 73 pp., 1 mapa.
- Lafuente, P., Arlegui, L.E., Liesa, C.L. & Simón J.L., (2011). Paleoseismological analysis of an intraplate extensional structure: the Concud fault (Iberian Chain, eastern Spain) *Int. J. Earth Sci.* 100, 1713-1732.
- Opdyke, N., Mein, P., Lindsay, E., Pérez-González, A., Moissenet, E. & Norton, V.L. (1997). Continental deposits, magnetostratigraphy and vertebrate paleontology, late Neogene of Eastern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 133: 129-148.
- Rubio, J.C. & Simón, J.L. (2007). Tectonic subsidence vs. erosional lowering in a controversial intramontane depression: the Jiloca basin (Iberian Chain, Spain). *Geol. Mag.*, 144, 127-141.
- Simón, J.L., (1983). Tectónica y neotectónica del sistema de fosas de Teruel. *Teruel*, 69, 21-97.
- Simón, J.L., Arlegui, L.E., Lafuente, P. & Liesa, C.L. (2012). Active extensional faults in the central-eastern Iberian Chain, Spain. *Journal of Iberian Geology*, 38, 127-144.



LA CURVATURA ACTIVA DE LA TERMINACIÓN ORIENTAL DE LA CUENCA DEL GUADALQUIVIR: EL DESENCADENANTE DEL ENJAMBRE SÍSMICO DE TORREPEROGIL

Active bending in the eastern Guadalquivir basin: Triggering of the seismic swarm of Torreperogil

J.M. Azañón (1,2), J. Morales (3,4), D. Stich (3,4), F.J. Roldán (5), J.V. Pérez-Peña (1), R. Martín (4), J.V. Cantavella (6), J.B. Martín (4), F. Mancilla (3,4) and A. González-Ramón (5)

- (1) Departamento de Geodinámica. Campus de Fuentenueva. Universidad de Granada. 18071-Granada. Spain
- (2) Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, CSIC-UGR, Avd. Palmeras, 4. Armilla, Granada, Spain
- (3) Instituto Andaluz de Geofísica. Campus Universitario de Cartuja. Universidad de Granada. 18071-Granada. Spain
- (4) Departamento de Física Teórica y del Cosmos. Universidad de Granada. 18071-Granada. Spain
- (5) Instituto Geológico y Minero de España. Urb. Alcázar del Genil, 4 Edf. Zulema bajo, Granada, Spain
- (6) Instituto Geográfico Nacional, General Ibañez de Ibero 3, 28003 Madrid, Spain

Resumen/resumo: Entre Octubre de 2012 y Octubre de 2013 se produjo un enjambre sísmico, bajo la terminación oriental de la cuenca del Guadalquivir, constituido por más de 7000 terremotos. Este enjambre está localizado en la zona central de una estructura arqueada que afecta a sedimentos del Tortonense Superior colindantes con la Sierra de Cazorla, en la parte central del frente montañoso Bético. La relocalización de los eventos de $m_d > 1.5$ sitúa los focos de estos terremotos entre 4 y 6.5 km en el Macizo Ibérico situado bajo la cuenca. La inversión del tensor momento proporciona planos nodales de movimiento sinistro N-S y de movimiento dextro E-W. En esta contribución se propone que estas fallas responden a la liberación de la tensión acumulada por la curvatura de eje vertical en el frente montañoso y que está asociada con la indentación de la Sierra de Cazorla al E del área epicentral.

Palabras clave: Enjambre sísmico de Torreperogil, curvatura activa. Cuenca de foreland de Guadalquivir.

Abstract: From October 2012 to October 2013, a seismic swarm released more than 7000 microearthquakes beneath the eastern Guadalquivir foreland basin. Seismic swarm is located in the central part of an arcuate structure that affects Upper Tortonian sediments adjoining to the Sierra Cazorla in the central Betic mountain front. Relocation places most events ($m_d > 1.5$) at 4-6.5 km depth in the Iberian-massif basement underlying the basin. Moment tensor inversion yields N-S left-lateral and E-W right-lateral strike slip mechanisms. We propose an interpretation of these faults as a response to the vertical axis bend in the mountain front associated with the protrusion of Sierra Cazorla east of the epicentral area.

Key words: Torreperogil seismic swarm, active bending. Guadalquivir foreland basin

INTRODUCCIÓN

Los enjambres sísmicos en áreas de baja actividad sísmica proporcionan una valiosa información sobre las características estructurales de las fallas activas y la situación del tensor esfuerzos. Sin embargo, estos enjambres sísmicos están constituidos de eventos de baja o moderada magnitud en los que es complicado identificar parámetros y cinemática de las fallas. Además, estas crisis sísmicas muestran patrones más complicados que los típicos eventos sísmicos acompañados de sus precursores y sus réplicas que han sido explicados aludiendo, entre otras causas a: a) heterogeneidades estructurales y de esfuerzos en el área fuente; b) altas presiones de poros asociadas a la zona de falla; c) sismicidad inducida antropogénicamente a través de modificaciones en la carga hidráulica de acuíferos o inyecciones de gas en acuíferos.

En este trabajo se analizan las circunstancias de una crisis sísmica bajo la parte oriental de la Cuenca del Guadalquivir (entre las localidades de Torreperogil y Sabiote) que produjo más de 7000 terremotos entre Octubre de 2012 y Octubre de 2013. Se han relocalizado más de 500 terremotos de esta serie,

analizando la disposición geométrica en tres dimensiones de estos eventos. Así mismo, se han calculado tres mecanismos focales mediante la técnica de la inversión del tensor momento. Para completar el estudio se han obtenido nuevos datos estructurales, en todo el área de estudio y en el borde occidental de la Sierra de Cazorla, que permiten estimar los paleoesfuerzos locales. El análisis conjunto de estos datos permite proponer las características estructurales de las fallas que producen la crisis sísmica y el contexto regional en el que ésta se desarrolla, proponiendo la existencia de una curvatura, activa al menos desde el Tortonense Superior, en la terminación oriental de la Cuenca del Guadalquivir y que permite explicar algunas de las estructuras de actividad reciente de ese sector en el límite entre el Macizo Ibérico y la Cordillera Bética.

CONTEXTO GEOLÓGICO

El área epicentral de la crisis sísmica, conocida con el nombre de enjambre sísmico de Torreperogil, está localizada en las proximidades del margen occidental del Arco de Cazorla, bajo la terminación oriental de la Cuenca del Guadalquivir (Fig.1). Sin embargo, la mayor parte de los terremotos se localizan en el

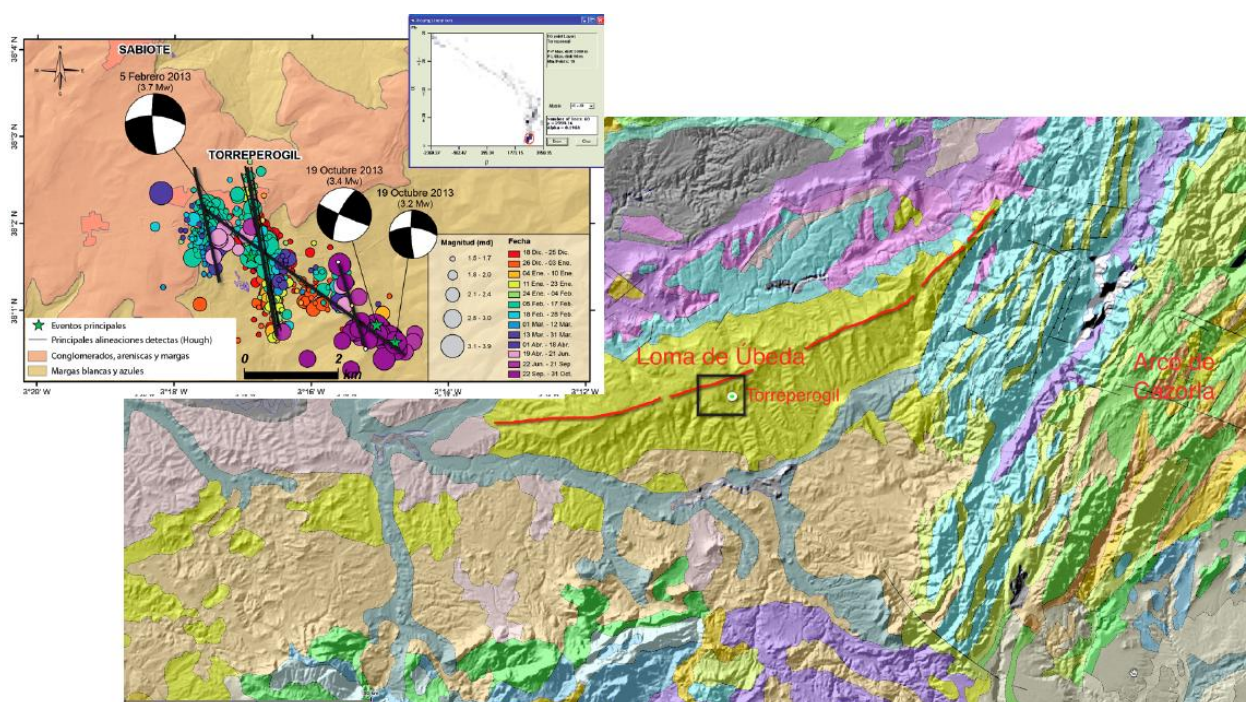


Figura 1: Mapa geológico y modelo digital del terreno de la terminación oriental de la Cuenca del Guadalquivir. Sedimentos neógenos en color amarillo, el Complejo Extensional Subbético en color crema, la Cobertera Tabular en color azul claro, el Prebético en color verde y los materiales triásicos en color morado. El cuadro superior izquierdo muestra el epicentro de los terremotos relocalizados, mecanismos focales de los tres terremotos de mayor magnitud y análisis de Hough de alineamiento de sismos (más detalles en el texto).

Figure 1: Geological map and digital elevation model of the eastern part of the Guadalquivir Basin. Color legend: Neogene sediments in yellow, Subbetic Extensional Complex in pale yellow, Tabular Cover in light blue, Prebetic rocks in green, Triassic rocks in purple. Up left inside shows epicentre cluster of the relocalized earthquakes, focal solutions of the most important earthquakes and Hough analysis about potential alignments of events (more details in the text).

sustrato de la Cuenca, dentro del Macizo Ibérico, constituido en ese punto por un basamento Varisco y una cobertera Mesozoica. La cobertera Mesozoica está compuesta por materiales detríticos y evaporíticos Triásicos bajo una secuencia carbonática Jurásica. En la Cuenca neógena-cuaternaria del Guadalquivir los materiales autóctonos, en la parte oriental, son rocas sedimentarias margo-limosas de edad Tortoniense (coronados por calcarenitas bioclásticas de la base del Tortoniense Superior) y margas de edad Mesiniense. Los materiales alóctonos están constituidos por una brecha tectónica denominada Complejo Extensional Subbético (Rodríguez-Fernández et al., 2013) cuya matriz está formada básicamente por materiales arcillosos triásicos y pueden incluir grandes bloques de un olistostroma del Mioceno medio.

En la parte occidental de la cuenca del Guadalquivir, los sedimentos neógenos son discordantes sobre el Macizo Ibérico e incrementan su potencia hacia el S, zonas más distales de la cuenca. Los perfiles sísmicos de reflexión, orientados N-S, evidencian umbrales en el basamento de la cuenca limitados por fallas de alto ángulo (Roldán et al., 2013) que han sido interpretados como estructuras extensionales subsidiarias de un pliegue monoclin de eje E-W (Pedrera et al., 2013) relacionados con una deformación activa ligada a la convergencia NW-SE entre Iberia y Nubia (Stich et al., 2006; Palano et al., 2013).

Por otra parte, los sedimentos del Tortoniense superior están afectados, en el arroyo Sabiote situado en el centro de la zona epicentral, por fallas normales N166°E/67°E con estrías, tanto en buzamiento como en dirección, cuyo funcionamiento ha sido relacionado con la crisis sísmica de Torreperogil (Sánchez-Gómez et al., 2013).

CARACTERÍSTICAS DEL ENJAMBRE SÍSMICO, RELOCALIZACIÓN, DISTRIBUCIÓN EN 3D DE LOS TERREMOTOS Y MECANISMOS FOCALES

Aunque el enjambre sísmico está constituido por más de 7000 terremotos se ha decidido realizar una relocalización, basada en el método de la doble diferencia, detallada de los terremotos de mayor magnitud (más de 500 eventos) para analizar las agrupaciones de terremotos tanto en la horizontal como en la vertical (Fig. 1) con la intención de inferir posibles orientaciones de los planos de falla que los producen. Con este objetivo se ha aplicado el algoritmo transformado de Hough (Hough, 1962). Este algoritmo analiza la presencia de alineamientos preferenciales XY de puntos (en este caso se ha realizado con los epicentros) en el espacio paramétrico de Hough. Para restringir el número de posibles líneas, el algoritmo utiliza tres umbrales que deben fijarse: 1) número mínimo de epicentros alineados; 2) máxima separación entre epicentros colineales; 3) máxima distancia punto-línea para tener en cuenta el error de la proyección en la horizontal del epicentro si la falla no es un plano

vertical. En este estudio se ha limitado a 10 el número mínimo de eventos que deben alinearse, una separación máxima de 5 Km entre los epicentros colineales y una distancia máxima de 50 m entre los puntos considerados y las líneas resultantes.

Los resultados de la aplicación del algoritmo de Hough señalan claros alineamientos con una orientación N173°E (para los terremotos previos al 21 de Junio de 2013) y N113°E (para las últimas series de terremotos) que se representan en la matriz de salida mediante la distancia al origen de coordenadas del espacio paramétrico de Hough y del ángulo de los alineamientos con el eje X de este espacio.

Por otra parte, también se han calculado los mecanismos focales de los tres terremotos de mayor magnitud para obtener los siguientes parámetros de las fallas que los producen: a) dirección, buzamiento y rake; b) el momento sísmico escalar (M_0); c) la magnitud momento asociada (M_w) mediante la inversión del tensor momento. La inversión se ha realizado en el dominio del tiempo, basándose en los tres componentes de las ondas de periodo intermedio regional, excluyendo los registros próximos al campo (Stich et al., 2003). En la figura 1 se pueden ver la localización de estos terremotos, la fecha en la que se producen y las soluciones focales obtenidas. La inversión del tensor momento del terremoto del 5 de Febrero proporciona una solución con fallas de salto en dirección con los siguientes planos nodales: N274°E/59°/-168° y N177°E/79°/-30°. El plano N177°E, con un régimen sinistro, es totalmente compatible con los alineamientos obtenidos en el análisis de Hough para las primeras series sísmicas. Los otros dos mecanismos también ofrecen soluciones de fallas de salto en dirección con los siguientes parámetros: valores de dirección/buzamiento/rake N205°E/68°/5° y N113°E/85°/158° para el primero, y N193°E/85°/-30° y N287°E/59°/-174° para el segundo evento. También en este caso existe una coincidencia entre los planos nodales con desplazamiento dextro y los alineamientos ESE-WSW de epicentros.

NUEVOS DATOS ESTRUCTURALES EN EL BORDE OCCIDENTAL DE LA SIERRA DE CAZORLA

Con la intención de caracterizar la deformación reciente en la zona epicentral y sus alrededores se han realizado nuevas medidas estructurales de juntas y fallas que afectan a las rocas del macizo ibérico, unidades prebéticas, la cuenca del Guadalquivir y el complejo extensional subbético. En las fallas se han analizado los criterios que permiten la caracterización cinemática (estrías, harinas, estructuras s-c frágiles, lineaciones minerales de cristales de yeso, etc).

En el borde occidental de la Sierra de Cazorla se han encontrado fallas N170-180°E, con una componente sinistral de salto en dirección, afectando tanto a las unidades del Prebético como a rocas sedimentarias del Tortoniense Superior (Fig. 2). Estas estructuras son compatibles, y pueden considerarse conjugadas, de la falla de Tiscar cuyo régimen es de salto en dirección dextro (Sanz de Galdeano et al., 2006). En cualquier caso, ambos tipos de estructuras cortan

claramente a los cabalgamientos hacia el NNW que producen las escamas de Cazorla.

Estas medidas estructurales se han utilizado para calcular los paleoesfuerzos, para lo cual se ha usado el programa T-TECTO 3.0 que permite realizar un análisis conjunto de fallas y juntas, por el método de Gauss, a la vez que se testa la coherencia intrínseca de los datos introducidos (Žalohar and Vrabec, 2007). El cálculo se basa en la técnica clásica de inversión de los datos de movimiento en las fallas para ajustar el mejor tensor esfuerzos posible. Esta inversión permite estimar las direcciones de los tres esfuerzos principales $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$ y el parámetro R ($(\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_3)$), que expresa la magnitud de σ_2 con respecto a σ_1 y σ_3 . La inversión del tensor esfuerzo para 7 estaciones indica unos valores de R generalmente bajos (ej., $\sigma_2 \approx \sigma_3$), indicando una tendencia hacia un régimen con predominio de fallas con una componente de salto en dirección en toda el área que se extiende entre el borde occidental del Arco de Cazorla y la zona epicentral de Torreperogil. Estos datos son compatibles con el tensor momento estimado a partir de los tres terremotos de mayor magnitud y con la relocalización de los hipocentros del enjambre sísmico de Torreperogil.

DISCUSIÓN

El inusual enjambre sísmico (7092 terremotos) producido en la terminación occidental de la cuenca del Guadalquivir, con magnitudes de hasta $m_d=3.9$, ha motivado la realización de un estudio específico de la zona que ha incluido la relocalización de los hipocentros de los eventos de mayor magnitud, la inversión del tensor momento de tres de ellos, la caracterización de los alineamientos de los epicentros y el análisis estructural de las fallas más recientes con el objetivo de entender el contexto tectónico en el área epicentral.

La inversión del tensor momento permite discernir planos nodales con una fuerte componente de salto en dirección y compatibles con la posición de σ_1 en esta zona NNW-SSE. La relocalización de los hipocentros y el análisis de Hough de los epicentros indica que las fallas que producen las primeras series de terremotos son preferentemente de dirección N177°E y movimiento lateral sinistro. Mientras que las que producen las últimas series de terremotos (situadas ligeramente al SE de las primeras) son de dirección N113°E y movimiento lateral dextro.

Uno de los rasgos más llamativos de la Loma de Úbeda es el cambio sistemático de la disposición de los sedimentos de la cuenca del Guadalquivir a lo largo de su eje, reproduciendo miméticamente la forma arqueada convexa al S que presenta el basamento de Iberia más al N. La zona epicentral de la crisis sísmica de Torreperogil se produce en la vertical de la zona central de este arco abierto. Esta curvatura de la cuenca del Guadalquivir pudo haberse iniciado con anterioridad al Tortoniense Superior pero, sin duda, los sedimentos de esta edad están afectados por este "bending" y por las fallas asociadas a este proceso (Fig. 2).

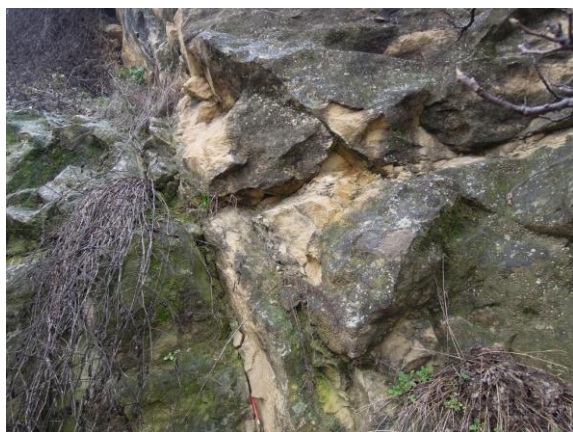


Figura 2:. Fallas sinistras afectando a la formación de calcarenitas del Tortonense Superior en la localidad de Mogón.

Figure 2: Left-lateral faults affecting Upper Tortonian calcarenites in the locality of Mogón.

El análisis estructural del área permite caracterizar estas fallas como de salto en dirección compatibles con fallas de actividad cuaternaria (ej. Falla de Tiscar). Estas fallas afectan a las rocas sedimentarias del Tortonense Superior y a los cabalgamientos de las escamas de la Sierra de Cazorla en su borde occidental (Fig. 2). Por tanto, al igual que ocurre con su borde oriental, afectado por la falla dextra de Socovos, las escamas de Cazorla están cortadas por fallas más recientes de salto en dirección que acomodan la deformación y condicionan la evolución lateral de este tipo de Arcos formados por cabalgamiento radial o "oroclinal bucking". Mientras que la deformación a lo largo de la falla de Socovos es de edad Tortonense Superior (Pérez-Varela et al., 2013), en este borde las fallas de salto en dirección sinistras cortan claramente a estos sedimentos del Tortonense Superior.

Por tanto, estas estructuras de salto en dirección que afectan al Arco de Cazorla, la curvatura de la Loma de Úbeda, mimética de la que presenta el Macizo Ibérico más al N podrían ser la respuesta a la acomodación del empuje residual producido por la colisión hacia el NNW del Dominio de Alborán. Por tanto, esta deformación, compatible con el tensor esfuerzos actual (con un σ_1 de dirección NNW), representaría los últimos estadios de la evolución del Arco de Cazorla, produciendo la deformación de los sedimentos más recientes de la cuenca de foreland y un suave arqueamiento de los materiales del Macizo Ibérico. El enjambre de Torreperogil se encuentra en la zona central de la curvatura de la Loma de Úbeda y las fallas que lo producen son compatibles con el tensor esfuerzos regional, por lo que se infiere que este proceso sigue activo en la actualidad.

Agradecimientos: Este trabajo nace de la cooperación entre dos equipos de investigación del proyecto Topoiberia CONSOLIDER-INGENIO 2010, y está co-financiado por los proyectos CGL2012-31472 y CGL2011-29920, y el proyecto de la Junta de Andalucía P09-RNM-5100. Se agradecen las sugerencias realizadas por M. Sánchez-Gómez que han contribuido a la mejora de la contribución.

Referencias bibliográficas

- Hough, P. V. C. 1962. Method and means for recognizing complex patterns. U. S. Patent 3, 069 654.
- Palano, M., González, P.J. y Fernández, J.A. 2013, Strain and stress fields along the Gibraltar orogenic arc: constraints on active geodynamics. *Gondwana Research*, 23, 1071–1088.
- Pedraza, A., Ruiz-Constán, C. Marín-Lechado, J. Galindo-Zaldívar, A. González, y J. A. Peláez 2013, Seismic transpressive basement faults and monocline development in a foreland basin (Eastern Guadalquivir, SE Spain), *Tectonics*, 32, 1571–1586, doi:10.1002/2013TC003397.
- Pérez-Varela, L.A., Rosenbaum, G., Sánchez-Gómez, M., Azor, A., Fernández-Soler, J.M., Pérez-Varela, F., y Vasconcelos, P.M., 2013. Age distribution of lamproites along the Socovos Fault (southern Spain) and lithospheric scale tearing, *Lithos*, 180-181, 252-263.
- Rodríguez-Fernández, J., Roldán, F.J., Azañón, J.M., y García-Cortés, A., 2013, El colapso gravitacional del frente orogénico alpino en el Dominio Subbético durante el Mioceno medio-superior: El Complejo Extensional Subbético, *Boletín Geológico y Minero de España*, 124, 477-504.
- Roldán-García, F.J., Azañón, J.M., Rodríguez-Fernández J., y Mateos, R.M., 2013. Fallas ciegas de carácter transtensivo en la Cuenca del Guadalquivir. Posible origen del enjambre sísmico de Torreperogil (octubre 2012-Enero 2013): *Geogaceta*, 54, 83-86.
- Sánchez-Gómez, M., Peláez, J., García-Tortosa, F., Pérez-Varela, L., San de la Ideano, J., 2013. La serie sísmica de Torreperogil (zona central de la cuenca del Guadalquivir oriental) e implicaciones de deformación tectónica en el rea epicentral. *Rev. Soc. Geol. Esp.*, 27, 1, 301-318.
- Sanz de Galdeano, C., Galindo Zaldívar, J., López-Garrido, A.C., Alfaro, P., Pérez-Valera, F., Pérez-López, A., y García Tortosa, F.J. 2006. La falla de Tiscar: su significado en la terminación sudoeste del arco Prebético. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 19 (3-4): 271-280.
- Stich, D., Serpelloni, E., de Lis Mancilla, F. y Morales, J., 2006. Kinematics of the Iberia–Maghreb plate contact from seismic moment tensors and GPS observations: *Tectonophysics*, 426, p. 295–317, doi: 10.1016/j.tecto.2006.08.004.
- Zalohar, J., Vrabec, M., 2007. Paleostress analysis of heterogeneous fault-slip data: the Gauss method., *Journal of Structural Geology* 29, 1798-1810. (doi:10.1016/j.jsg.2007.06.009)



FALLAS ACTIVAS EN LA TERMINACIÓN MERIDIONAL DEL ARCO DE CAZORLA: EL SISTEMA DE FALLAS DE COLLEJARES

Active faults at the southern end of the Cazorla Arc: the Collejares fault system

M. Sánchez-Gómez (1,2), F. Pérez-Valera (2), J.A. Peláez (2,3), J. Henares-Romero (3) y L.A. Pérez-Valera (1)

- (1) Departamento de Geología, Universidad de Jaén. 23071 Jaén, España. msgomez@ujaen.es
(2) Centro de Estudios Avanzados en Ciencias de la Tierra, Universidad de Jaén. 23071 Jaén, España. fperez@ujaen.es
(3) Departamento de Física, Universidad de Jaén. 23071 Jaén, España. japelaez@ujaen.es

Resumen: En este trabajo se presenta el Sistema de Fallas de Collejares (SFC) como el responsable de la mayor parte de la deformación, que desde el Mioceno medio hasta la actualidad, se produce en la terminación meridional del Arco de Cazorla. La existencia de terremotos instrumentales y niveles de sismitas en sedimentos cuaternarios indican su carácter sísmico. La tasa de desplazamiento desde el Pleistoceno superior es de ca. 0.3 mm/a en la vertical, aunque el SFC tiene un carácter predominantemente dextrorro. La relocalización de los terremotos de la serie sísmica de Huesa 2012, sugiere que el SFC, en el basamento pasa a ser una sola falla. La ramificación de la deformación en superficie estaría facilitada por el despegue mecánico que suponen los importantes espesores existentes de evaporitas. La naturaleza, posición y régimen cinemático convierten al desconocido SFC en una pieza clave para comprender la evolución sismotectónica reciente en la región.

Palabras clave: Sistema de Fallas de Collejares, Arco de Cazorla, tasa de desplazamiento, hypoDD

Abstract: In this paper, the Collejares Fault System (SFC) is presented as responsible for most of the deformation, that from the middle Miocene to the present, occurs at the southern end of the Cazorla Arc. The existence of instrumental earthquakes and seismite levels in Quaternary sediments indicates their seismic character. The vertical slip rate since the Upper Pleistocene is ca. 0.3 mm / a in the vertical, though the SFC has a predominantly dextral character. Relocation of earthquakes in the seismic series of Huesa 2012, suggests that SFC, at the basement becomes a single failure. Branching Surface deformation would be facilitated by mechanical decoupling involving thick evaporite-bearing layers. The nature, position and kinematics make the unknown SFC a key to understanding the recent seismotectonic evolution in the region.

Key words: Collejares Fault System, Cazorla Arc, slip rate, hypoDD

El Arco de Cazorla constituye una de las principales estructuras de la Cordillera Bética (Platt et al., 2003). Al norte está limitado por la Falla de Socovos, una falla de importancia litosférica durante el Mioceno,

que constituye una zona de transferencia que ha canalizado toda la deformación en el sector hasta épocas recientes (Sánchez-Gómez et al., 2010). Sin embargo, hacia el sur, el Arco de Cazorla está

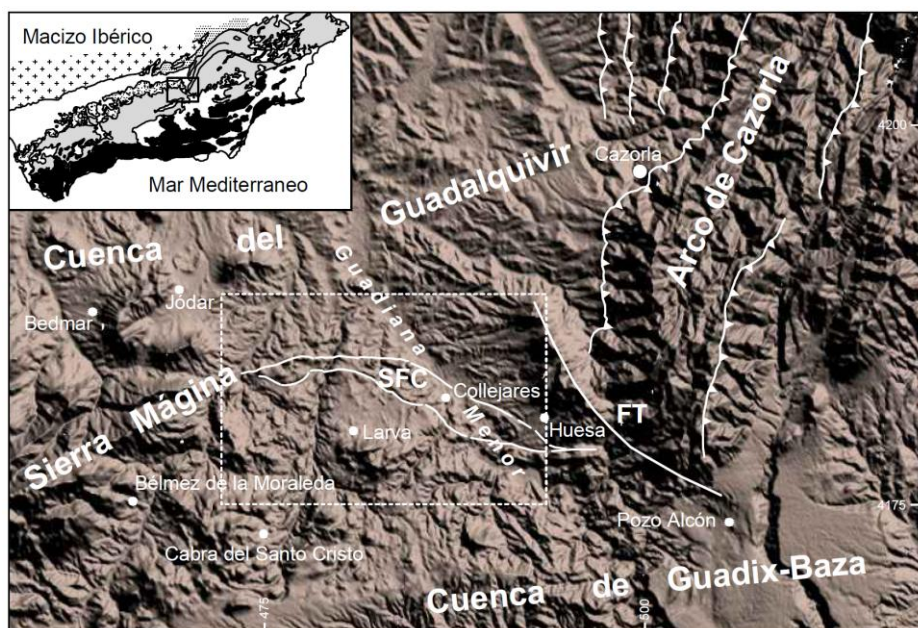


Figura 1: Modelo de sombras mostrando la posición relativa del Arco de Cazorla, la Falla de Tiscar (FT) y el Sistema de Fallas de Collejares (SFC)

Figure 1. Shadow textured map showing the relative position of the Cazorla Arc, Tiscar Fault (FT) and the Collejares Fault System (SFC)

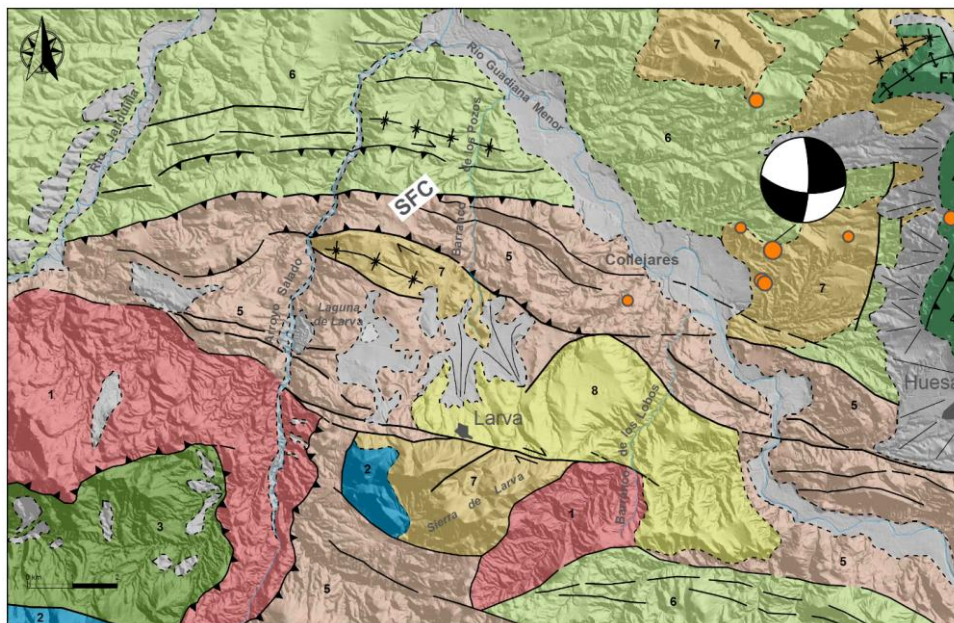


Figura 2: Mapa geológico del Sistema de Fallas de Collejares (SFC) y posición relativa de los epicentros relocados de la serie sísmica de Huesa 2012. 1:Triásico; 2:Jurásico; 3:Cretácico inferior, 4: Cretácico-Mioceno medio (Prebético); 5:Melánge (predom. Triásico); 6; Melánge (predom. Cretácico-Paleógeno);7: Mioceno medio;8:Mioceno superior.
Figure 2. Geological map of the Collejares Fault system and relative location of the Huesa 2012 epicenters. 1:Triassic; 2:Jurassic ;3:Lower Cretaceous, 4: Cretaceous-middle Miocene (Prebetic); 5:Melánge (predom. Triassic); 6; Melánge (predom. Cretaceous-Paleogene);7: middle Miocene ;8:Late Miocene.

parcialmente limitado por la Cuenca de Guadix-Baza y la situación es más compleja (Figura 1).

La estructura que clásicamente se había considerado como responsable de la terminación del Arco era la Falla de Tíscar (e.g. Platt et al., 2003), una falla de salto en dirección dextrorsa, con componente normal (Sanz de Galdeano et al., 2006) y una orientación promedio de N130°E, que se considera activa hasta el Plioceno (Sanz de Galdeano et al., 2012). Sin embargo, el terremoto de Huesa de 2012 (4.4 m_b), producido en sus inmediaciones, presentó un mecanismo focal con un predominio neto de la componente de salto en dirección, pero cuyos planos nodales tenían una orientación N-S y E-W, fuertemente oblicuos a la traza actual de la Falla de Tíscar.

En este trabajo mostramos cómo el Sistema de Fallas de Collejares (Pérez-Valera et al., 2012) muestra una geometría que puede dar respuesta al Terremoto de Huesa de 2012. Para ello relocizamos algunas de las réplicas que siguieron al evento principal. Por otra parte proponemos la importancia sismotectónica de este sector del Arco, basándonos en su evolución tectónica desde el Mioceno superior, en el desplazamiento y plegamiento de formaciones cuaternarias, y en evidencias de deformaciones paleosísmicas sobre sedimentos cuaternarios.

Las unidades arcillo-evaporíticas que afloran en el extremo suroriental del Arco de Cazorla, aparecen intensamente deformadas por pliegues y fallas, desarrollando una fábrica tectónica muy intensa y penetrativa, por lo que podrían considerarse como unidades de tipo melánge s.l., independientemente de su discutido origen, (e.g. Rodríguez-Fernández,

2013). Estas unidades constituyen la parte más oriental de las Unidades del Guadalquivir, con las cuales conectan hacia el oeste, llegando a sobrepasar el actual frente montañoso topográfico. Están compuestas por materiales triásicos y cretácico-paleógenos de afinidad subbética, más los sedimentos miocenos paraautoctonos.

La principal estructura que puede observarse en la región de estudio es un sistema de fallas, con una dirección predominante N090°-100°, que partiendo de la terminación del Arco de Cazorla (sur de Huesa), se continúa hasta el río Jandulilla (Figura 2). Este sistema de fallas, que se ha denominado de Collejares (Pérez-Valera et al., 2012), configura un *push-up*, es decir, una estructura en flor positiva dentro de un régimen transpresivo dextrorso, que crea un relieve patente en un modelo de elevaciones sombreado (Figura 2). De hecho, el análisis cinemático de las fallas que configuran la flor positiva, muestra tanto criterios de salto en dirección como evidencias de saltos inversos con indicación del bloque de techo hacia el sur en los planos buzantes al norte, como hacia el norte en los planos buzantes al sur.

Un hecho característico de la deformación en el Sistema de Fallas de Collejares (SFC), es un porcentaje de deformación dúctil relativamente alto, especialmente sobre yesos de edad triásica, y es esperable que en profundidad sobre halita. Por lo tanto, parece que las evaporitas condicionan el estilo de deformación, y deben suponer un nivel de despegue de estructuras más profundas que se desarrollen en el basamento. Por otra parte la presencia de volúmenes importantes de evaporitas, comparativamente más solubles, dentro del *push-up*

da lugar a un relieve parcialmente invertido cuando el cauce del Guadiana Menor pasa sobre él.

La cinemática y la orientación del Sistema de Fallas de Collejares (SFC) puede dar una mejor respuesta tectónica a la terminación del Arco de Cazorla que la dirección que presenta actualmente la Falla de Tíscar, como también se pone de manifiesto en las proximidades de Pozo Alcón (Pérez-Valera et al., 2006). El SFC puede considerarse activo al menos desde el Mioceno medio. Sedimentos de esta edad se ven afectados por fallas del SFC, aunque en este caso el régimen en lugar de transpresivo, como en la actualidad, es transtensivo, con fallas normales de orientación N130°E que individualizan un pequeño fragmento de cuenca del Tortoniense superior (Cuenca de Larva, Figura 2).

Independientemente de su origen en el Mioceno, el SFC es plenamente activo durante el Cuaternario. Se observan, por una parte, pliegues y basculamientos de los sedimentos cuaternarios que llegan a alcanzar buzamientos de 50°; por otra parte, sedimentos de edad Pleistoceno superior se encuentran fallados, con un salto vertical acumulado que alcanza los 10 m (Pérez-Valera et al., 2012; Figura 3-A). A partir de este salto y las dataciones radiométricas de C^{14} obtenidas sobre los sedimentos, puede deducirse para uno de los planos principales del SFC una tasa de desplazamiento promedio de 0.3 mm/a en la vertical, y es esperable

que igual o algo mayor en la horizontal, aunque la ausencia de marcadores impide una estimación precisa en este último caso.

Además de la deformación que afecta a los paquetes de sedimentos cuaternarios en su conjunto, éstos presentan varios tipos de estructuras de deformación sedimentaria (*soft-sediment*) que pueden ser interpretadas como generadas por movimientos de carácter sísmico y, en algún caso, si no por sacudidas, al menos por desplazamientos de fallas próximas cuando los sedimentos no estaban completamente consolidados. Respecto a estos últimos, se observan conjuntos de fallas distribuidas a lo largo de varios metros, con saltos de componente normal centimétrico (Figura 3-B).

Las estructuras debidas a sacudidas sísmicas, por su parte, son de dos clases: las que pueden ser interpretadas como sismitas típicas (e.g. Rodríguez-Pascua et al., 2000) (Figura 3-C), o estructuras de deformación producidas por caídas de bloques sobre sedimentos finos varvados (Figura 3-D). Estos sedimentos varvados corresponden a rellenos en microcavidades de yeso en las proximidades de los cauces, en las que el techo se desploma produciendo una intensa deformación del sedimento depositado en las cavidades, pero sin evidencias de arrastres, como sería esperable en una inundación que indujera estas caídas. Respecto a las sismitas propiamente dichas, se encuentran esencialmente

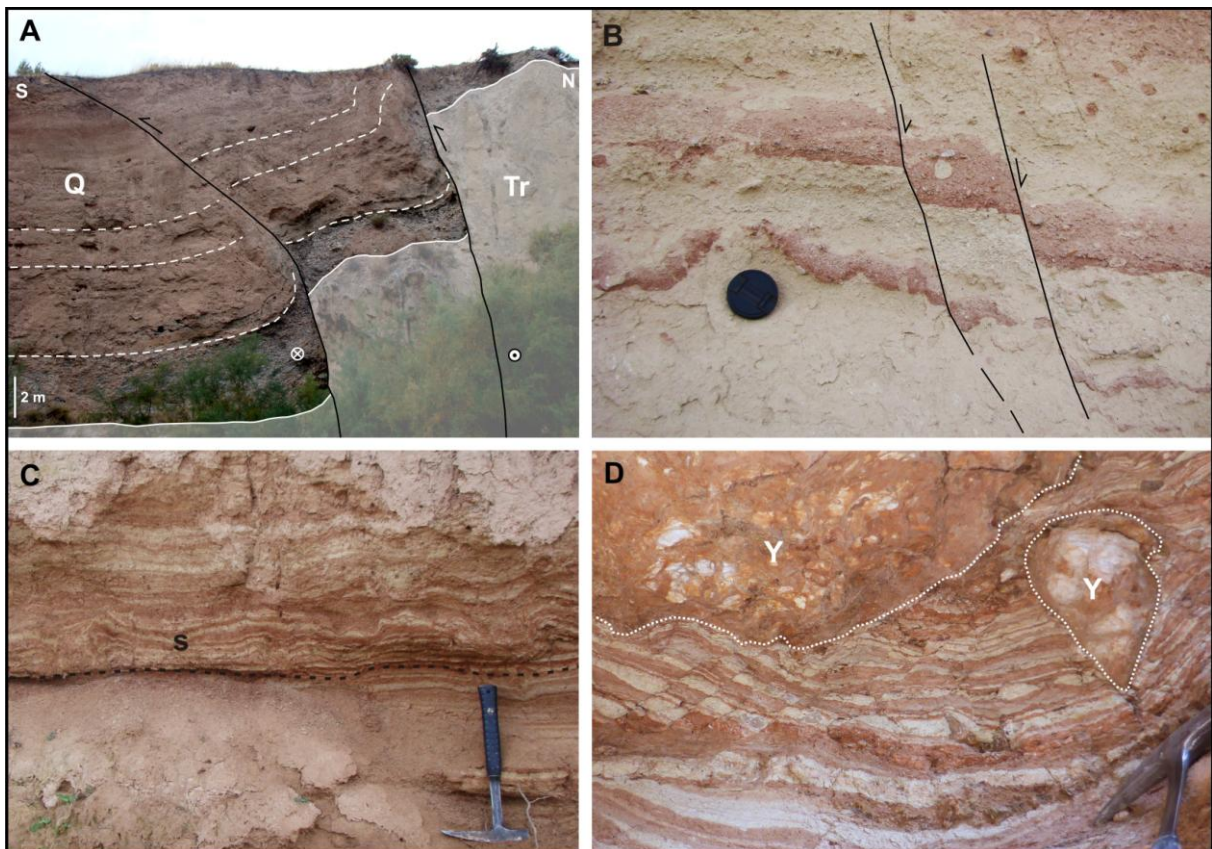


Figura 3: Fotografías de fallas y deformaciones en sedimentos cuaternarios en el SFC. A) Una de las fallas del SFC donde se aprecia un salto inverso hacia el sur aunque los criterios cinemáticos indicaban un predominio de la componente de desgarre (Q: sedimentos cuaternarios (35 ka); Tr: Triásico). B) Fallas normales en sedimentos cuaternarios. C) sismitas (s) en terrazas del Holoceno (5.6-2.7 Ka). D) Estructuras de deformación en sedimentos laminados producidos por la caída de bloques de yeso (Y) del techo de cavidades.

Figure 2. Photographs of faults and soft-sediment structures in the SFC. A) A SFC fault plane showing south-vergent reverse slip (Q: Quaternary (35 ka); Tr: Triassic). B) Quaternary normal faults. C) Holocene seismites (s) (5.6-2.7 Ka) on terraces. D) soft-sediment deformation structures produced by gypsum (Y) block falls in karstic micro-caves.

estructuras en almohadilla y en champiñón (Figura 3-C), aunque es posible encontrar otros tipos de alteración de la laminación.

Todo el conjunto de deformaciones paleosísmicas se encuentran distribuidas en varias unidades morfosedimentarias establecidas a partir de observaciones de campo y dataciones radiométricas C^{14} y dataciones semicuántitativas edáficas (García-García et al., 2014). Las sismitas que se encuentran en una unidad con un rango de edad bien constreñido entre 5.6 y 2.7 ka BP y podrían corresponder a un solo evento sísmico. Sin embargo las sismitas encontradas en otra unidad más antigua, que muestra un amplio rango de edad, cuya datación más joven corresponde a 20 ka BP y con dificultades para la correlación en la región, pueden corresponder a varios eventos.

Para completar el análisis sismotectónico de la región, se ha analizado con detalle la serie sísmica compuesta de 24 terremotos, ocurridos entre el 31/01/2012 y el 21/10/2012, y con magnitudes en el rango 1.0-4.4 m_{bLgr} , relocalizando los terremotos de la serie sísmica mediante el software hypoDD (Waldhauser and Ellsworth, 2000; Waldhauser, 2001), a partir de los datos procesados y lecturas de fases proporcionadas por el IGN. Primeramente, se han discriminado atendiendo al número de estaciones que los han registrado, seleccionando sólo aquellos que lo fueron al menos en 10 estaciones. El programa puede trabajar con diferencias de tiempos de llegada de las ondas P y S, pero debido a la pequeña magnitud de la mayoría de los eventos y a la incertidumbre en la lectura de la fase S, se ha considerado sólo la P para la relocalización. Posteriormente, en el mismo proceso de relocalización con hypoDD se decidió seleccionar sólo aquellas diferencias entre pares de terremotos que tenían un mínimo de 8 observaciones y la distancia entre pares de eventos y estaciones sísmicas era inferior a los 200 km. Esto ha hecho que finalmente se pudieran relocalizar sólo 8 de los 24 eventos de la serie. Como puede observarse en la Figura 2, con excepción de uno de los eventos relocalizados, los demás se alinean claramente en dirección E-W, con profundidades en el rango 5.9-9.4 km.

A modo de conclusión puede afirmarse que el Sistema de Fallas de Collejares es un sistema activo que ha producido al menos dos grandes paleoterremotos en los últimos 30 ka y tiene una tasa de desplazamiento en uno de sus planos de ca. 0.3 mm/a. El SFC, que muestra movimientos desde el Mioceno medio, ha podido canalizar el desplazamiento de las unidades que sobrepasaron el Arco de Cazorla, y en la actualidad sigue funcionando con un régimen similar, es decir, transpresivo con una importante componente dextra. La deformación distribuida que se ve en superficie puede corresponder a una falla única en profundidad, como sugiere la relocalización de los terremotos de la serie sísmica de Huesa de 2012, y estaría causada por el desacoplamiento, al menos parcial, de los niveles de evaporitas triásicas, abundantes en el sector. La falla o sistema de fallas, con más de 12 km de longitud de traza continua cartografiados hasta ahora, con actividad sísmica, y

evidencias paleosísmicas desde el Pleistoceno superior, debe incluirse en los catálogos de fallas activas potencialmente sísmicas. Su posición en la terminación del Arco de Cazorla la convierten en una pieza clave para comprender la evolución sismotectónica reciente en la región.

Agradecimientos: Esta investigación ha estado financiada por el proyecto IEG-0617-0280-26 del Instituto de Estudios Giennenses, y por la Junta de Andalucía a través de los grupos de investigación RNM 325 y RNM 370 y el proyecto RNM-0451.

Referencias bibliográficas

- García-García, F., Pérez-Valera, F., Calero, J. y Sánchez-Gómez, M. (2014). Evolución morfosedimentaria y del relieve en el valle del río Guadiana Menor (alto Guadalquivir, pleistoceno superior-actualidad). XIII Reunión Nacional S. E. Geomorfología, Cáceres.
- Pérez-Valera, F., Sánchez-Gómez, M. y Pérez-López, A. D. (2006). Estructura y paleogeografía de los materiales del Triásico en la terminación meridional del Arco de Cazorla (Jaén, Cordillera Bética): Implicaciones tectónicas. *Geogaceta*, **40**, 243-246.
- Pérez-Valera, F., Sánchez-Gómez, M., Peláez, J. A. y Pérez-Valera, L. A. (2012). Fallas de edad Pleistoceno superior en el entorno del terremoto de Huesa, Jaén (4.4 m_{bLg} , 31/01/2012): implicaciones sismotectónicas. *Geogaceta*, **52**, 25-28.
- Platt, J. P., Allerton, S., Kirker, A., Mandeville, C., Mayfield, A., Platzman, E. S. y Rimi, A. (2003). The ultimate arc: Differential displacement, oroclinal bending, and vertical axis rotation in the External Betic-Rif arc. *Tectonics*, **22** (3), art. no.-1017.
- Rodríguez-Fernández, J., Roldán-García, F. J., Azañón, J. M. y García-Cortés, A. (2013). El colapso gravitacional del frente orogénico alpino en el Dominio Subbético durante el Mioceno medio-superior: El Complejo Extensional Subbético. *Boletín Geológico y Minero*, **124** (3), 477-504.
- Rodríguez-Pascua, M. A., Calvo, J. P., De Vicente, G. y Gómez-Gras, D. (2000). Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in lacustrine sediments of the Prebetic Zone, SE Spain, and their potential use as indicators of earthquake magnitudes during the Late Miocene. *Sedimentary Geology*, **135**, 117-135.
- Sánchez Gómez, M., Pérez Valera, L., Pérez Valera, F. y Azor, A. (2010). Segmentación de la Falla de Socovos a partir de datos geológicos. In: *Contribución de la Geología al Análisis de la Peligrosidad Sísmica* (ed. Insua-Arévalo, J. M. y Martín-González, F.), Sigüenza (Guadalajara, España), 137-140.
- Sanz de Galdeano, C., Galindo-Zaldívar, J., López Garrido, A. C., Alfaro, P., Pérez-Valera, F., Pérez López, A. y García-Tortosa, F. J. (2006). La Falla de Tíscar: su significado en la terminación sudoeste del Arco Prebético. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **19** (3-4), 271-280.
- Sanz de Galdeano, C., García-Tortosa, F. J., Peláez, J. A., Alfaro, P., Azañón, J. M., Galindo-Zaldívar, J., López-Casado, C., López Garrido, A. C., Rodríguez-Fernández, J. y Ruano, P. (2012). Main active faults in the Granada and Guadix-Baza Basins (Betic Cordillera). *Journal of Iberian Geology*, **38** (1), 209-223.
- Waldhauser, F. (2001). HypoDD: A computer program to compute double-difference earthquake locations. U. S. Geological Survey Open File Report, **90**, 1-113.
- Waldhauser, F., and Ellsworth, W. (2000). Double-difference earthquake location algorithm: method and application to the northern Hayward fault, California. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **90**, 1353-1368.



EARTHQUAKE GEOLOGY ALONG THE SOUTHERN BORDER OF THE ORAN (ALGERIA) QUATERNARY PLAIN

Y. Bouhadad (1), R. Bensalem (1), E.H. Oubaiche (1)

(1) National earthquake engineering center CGS, Rue Kadour Rahim, H. Dey Algiers-Algeria - BP.252, e-mail: bouhadad_y@yahoo.com

Abstract: The Oran region, in north-western Algeria, has been hit several times in the past by destructive moderate and strong earthquakes. The Oran October 9th, 1790 ($I_0 = X$) was among the strongest seismic events in the western Mediterranean area comparable, if we consider the described effects, to the El-Asnam, $M_s = 7.3$ (1980) and Zemmouri, $M_w = 6.8$ (2003) earthquakes. Such strong seismic events requires the presence of major active geological structures that are re-activated several times in the past. In this study we undertake a multi-disciplinary study combining geomorphic analysis, field geology and geophysical methods (ERT) to study the southern border of the Oran Quaternary plain. A 40 km long active fault which is trending NE-SW has been identified. Furthermore, a clear Quaternary deformation such as the tilted and faulted alluvial terraces with striations have been observed. The ERT resistivity contrast suggests that the fault dips 50° to the SW. Also, a promising sites for paleo-seismic trenching were identified.

Key words: Earthquake geology, active fault, ERT, deformation, Algeria

The studied area belongs to the Telleen Atlas chain of Algeria, a segment of the peri-Mediterranean plate boundary belt, where the African and the Eurasian lithospheric plates are converging in the NW-SE direction (Argus et al., 1989; De Mets et al., 1990; Nocquet and Calais, 2004) (Figure 1). The amount of shortening ranges between 4 to 6 mm/yr. As a result of this seismotectonic setting several active faults, mainly reverse, which may be blind or not are described offshore and onshore (Meghraoui, 1988; Aoudia and Meghraoui, 1995; Bouhadad, 2001; Meghraoui et al., 2004; Déverchère et al., 2005; Maouche et al. 2011).

The activity of these faults produced during the last centuries many moderate to strong earthquakes mentioned in the historical seismicity catalogues (Mokrane et al. 1994; Benouar, 1994) as well as prehistoric events retrieved in sedimentary layers as

a liquefaction features (Bouhadad et al. 2009; Benhammouche et al. 2013) and tsunamis deposits (Maouche et al. 2009). The El-Asnam earthquake of October 1980 ($M_s = 7.3$) revealed an active fault with repetitive coseismic breaks through time (Meghraoui and Doumaz, 1996) (Figure 2).

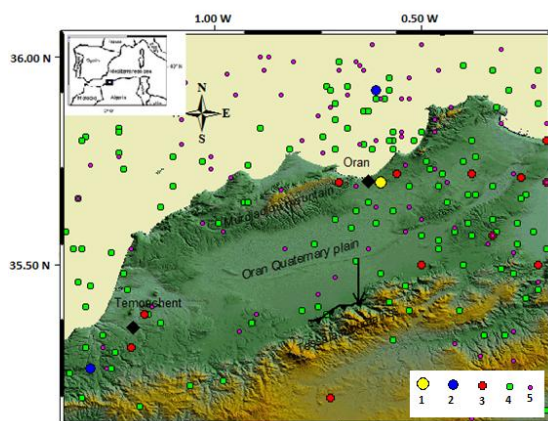


Figure 1 : Geographic and seismotectonic setting of the studied area. The circles represent seismicity (1: $M_s > 6.0$, 2: $6.0 \geq M_s \geq 5.0$, 3: $5.0 \geq M_s \geq 4.0$, 4: $4.0 \geq M_s \geq 3.0$, $M_s < 3.0$). The arrow indicates the position of figures 2 and 3. The yellow epicenter corresponds to the 1790 strong earthquake.

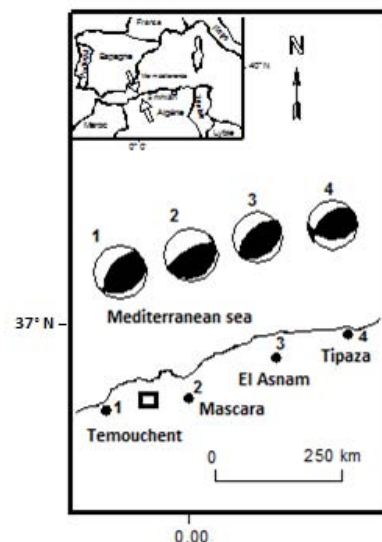


Figure 2: Focal mechanisms of earthquakes occurred in western Algeria during the last decades. 1- Témouchent, 1999, $M_s = 5.6$ (ETH moment tensor solution); 2- Mascara, 1994, $M_s = 5.6$; (CMT Harvard solution); 3- El Asnam, 1980, $M_s = 7.3$, (Deschamps et al., 1982); 4- Tipaza, 1989, $M_s = 6.0$; (CMT Harvard solution); The square indicates the studied site.

The Oran region was particularly hit by the October 9th 1790 earthquake ($I_0 = IX-X$, $M = 7.0$) that destroyed the Oran city causing the loss of about 3000 human lives (Mokrane et al. 1994). This earthquake triggered

sea waves along the Spanish coast as observed during the 2003 Zemmouri earthquake (Lopez and Marinas Salord) as well as the Mascara historical earthquakes of 1819 and 1851 ($I_0=IX$). Recently, several moderate sized earthquake we occurred in this area such as the Oran December 12th 1959 ($M_s=5.7$), the Mascara August 18th 1994 ($M_s=6.4$); The Ain Temouchent December 22nd, 1999 ($M_s=6.4$) earthquakes.

The Ain Témouchent earthquake revealed a previously unknown blind fault associated to an active anticline identified by InSar (Belabbes et al., 1999). The Algerian seismicity catalogue that cover about three hundred years of records indicates that the historical seismicity is not distributed randomly but it follows a geological active structures. Nevertheless, this time window is not enough to characterize the long term behaviour of the faults needed for reliable seismic hazard studies.

We investigate in this study the southern border of the Oran quaternary plain by using a multidisciplinary approach including field geological work, geomorphic analysis and geophysical methods represented by electrical resistivity tomography (ERT) and topographic measurements of the geomorphic scarp (Figure 3).

Analysis of DEM's show a straight topography between the quaternary plain and the Tessala mountain that suggests a 40km long geological structure trending NE-SW.

The ERT resistivity contrast suggests a dip of 50° toward the southeast. Such dipping angle is often observed following analysis of aftershocks during earthquakes of El Asnam 1980 ($M_s=7.3$) (Yielding et al. 1989) and Zemmouri (2003) ($M_w=6.8$) (Bounif et al 2004) and the worldwide database (Sibson and Xie, 1998).

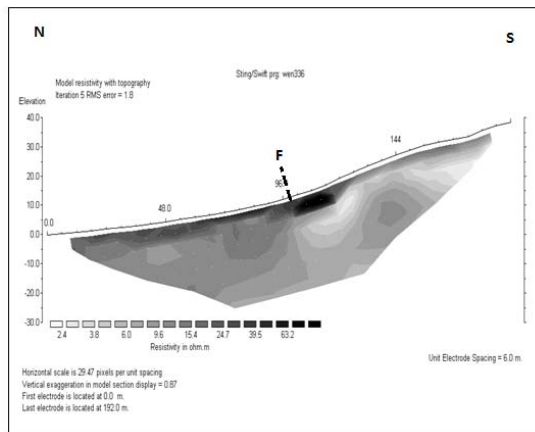


Figure 3: ERT image through the fault scarp. **F** indicates the fault as underlined by the resistivity contrast.

Field geological survey allowed us to identify an active reverse fault with clear recent geological deformation in many sites along the fault scarp, such as the faulted, tilted, uplifted and stepped alluvial terraces (figure 4), that may constitute a promising sites for detailed paleoseismic investigations through trenching.

In the meanwhile, the seismic potential of the identified fault can be estimated through the assessment of the maximum magnitude, which can be obtained by using empirical formulas (Wells and coppersmith, 1994) and the long term slip rate that can be assessed by using the uplifted alluvial terraces (Merritts and Bull, 1989).

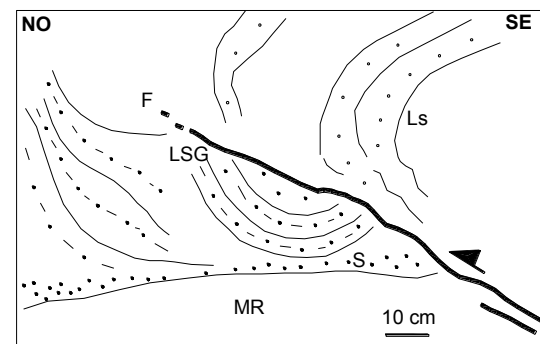


Figure 4: Photography and it's interpretation showing a secondary faulting affecting quaternary deposits. Ls= Red limons, LSG= Gray limons, S= Holocene silt, MR= Pliocene red marls, F= Secondary Faulting near the surface.

References

- Aoudia, A. & Meghraoui, M. (1995). Seismotectonics in the Tell Atlas of Algeria: the Cavaignac (Abou-El-Hassan) earthquake of August 25, 1922 ($M=5.9$). *Tectonophysics*, 248, 263-276.
- Argus, D.F., Gordon, R.G., De Mets, C. & Stein, S. (1989). Closure of the Africa-Eurasia-North america plate motion circuit and tectonics of the Glauria fault. *J. of geophys. Resear.*, 94, 5585-5602.
- Belabbes S., Meghraoui, M., Cakir, Z., & Bouhadad Y., (2009). InSAR analysis of the moderate size Ain Témouchent (Algeria) blind thrust earthquake (22/12/1999, $M_w = 5.7$). *Journal of Seismology*, DOI 10.1007/10950-008-9135-x
- Benhammouche, A., Nedjari, A., Bouhadad, Y., Machane, D., Oubaiche, E.H., & Sidi Said, N. (2013). Field evidence of seismites in Quaternary deposits of the Jijel (Eastern Algeria) coastal region. *Journal of Seismology*, DOI 10.1007/s10950-013-9384-1.
- Benouar, D. (1994). Material for the investigation of the seismicity of Algeria and adjacent regions during the twentieth century. *Annali di geofisica*, XXXVII, N°4
- Bouhadad, Y. (2001). The Murdjado, Western Algeria, fault related fold: Implication for seismic hazard, *Journal of Seismology*, 5(4),541-558.
- Bouhadad Y., Benhammouche A., Maouche S. & Belhai D. (2009). Evidence for quaternary liquefaction-induced features in the epicentral area of the 21 May 2003

- Zemmouri earthquake (Algeria, MW =6.8), *Journal of Seismology*, 13, 161-172.
- Bounif, A., Dorbath, C., Ayadi, A., Meghraoui, M., Beldjoudi, H., Laouami, N., Frogneux, M., Slimani, A., Alasset, P.J., Kharroubi, A., Oussadou, F., Chikh, M., Harbi, A., Larbes, S., & Maouche, S. (2004). The May 2003 Zemmouri (Algeria) earthquake MW=6.8: relocation and aftershock sequence analysis, *Geophys. Res. Let.* 31. L19606.
- De Mets, C., Gordon, R.C., Argus, D.F. & Stein, S. (1990). Current plate Motion. *Geophys. J. Intern.*, 101, 425-478.
- Deschamps, A. Gaudemer, Y. and Cisternas, A. 1982. The El Asnam Algeria earthquake of 10 Octobre 1980 Multiple source mechanism determined from long period records, *Bull. Seismol., Soc. Am.*, 72, 1111-1128
- Deverchère, J., Yelles, K., Domzig, A., Mercier de Lépinay, B., Bouillin, J.P., Gaullier, V., Bracène, R., Calais, E., Savoye, B., Kherroubi, A., Le Roy, P., Pauc, H., & Dan, G., (2005). Active thrust faulting offshore Boumerdes, Algeria, and its relations to the 2003 Mw 6.9 earthquake., *Geophys. Res., Let.* 32., L04311.
- Lopez Marinas, J.M. & Salord, R., (1989). El periodo sísmico oranes de 1790 à la luz de la documentación de los archivos españoles. *Monographia*, 6. Instituto Geografico National, Madrid.
- Maouche S., Morhange C., & Meghraoui M. (2009). Large boulders accumulation on the Algerian coast evidence tsunami events in the western Mediterranean. *Mar Geol* 262:96–104.
- Maouche S., Meghraoui M., Morhange C., Belabbes S., Bouhadad Y. & Haddoum H. (2011). Active coastal thrusting and folding, and uplift rate of the Sahel Anticline and Zemmouri earthquake area (Tell Atlas, Algeria). *Tectonophysics*, 509, 69-80. doi:10.1016/j.tecto.2011.06.003.
- Mokrane, A., Ait Messaoud, A., Sebai, A., Menia, N., Ayadi, A., Bezzeghoud, M., & Benhallou, H. (1994). Les séismes en Algérie de 1365 à 1992, *publication du CRAAG, Alger*, 227 pages.
- Nocquet, J.M. & Calais, E., (2004). Geodetic measurements of crustal deformation in the western Mediterranean and Europe. *Pure and applied Geophys.* 161, 661-681.
- Meghraoui, M. (1988). Géologie des zones sismiques du Nord de l'Algérie. Paléosismologie, tectonique active et synthèse sismotectonique. *Thèse doct. Univ. Paris VI*, pp. 356.
- Meghraoui, M. & Doumaz, F., (1996). Earthquake-induced flooding and paleoseismicity of the El Asnam (Algeria) fault- related fold, *J. Geophys. Res.* 101, 17617- 17644
- Meghraoui, M., Maouche, S., Chemaa, B., Cakir, Z., Aoudia, A., Harbi, A., Alasset, P.J., Bouhadad, Y., & Benhamouda, F., (2004). Coastal uplift and thrust faulting associated with the (Mw=6.8) ZEMMOURI (Algeria) earthquake of 21 May, 2003. *Geophysical Research letters*, V.31, L19605.
- Meritts, D. & Bull, W.B., (1989). Interpreting quaternary uplift rates at the Mendocino triple junction, Northern California, from uplifted Marine Terraces- *Geology*, 17, 1020-1024.
- Wells, D.L. & Coppersmith, K.J., 1994. Updated empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture area, and surface displacement. *Bull. Seism., Soc., Am.*, 84, 974-1002.
- Sibson, R.H. & Xie, G., (1998). Dip range for intracontinental reverse faults ruptures: Truth not stranger than friction, *BSSA*, 88, 1014-1022.
- Yielding, G., Ouyed, M., King, G.C.P. & Hatzfeld, D. (1989). Active tectonics of the Algerian Atlas mountains- evidence from aftershocks of the 1980 El Asnam earthquake. *Geophys. J. Inter.* 99, 761-788.



QUATERNARY ACTIVE FAULTS AND THEIR SEISMIC RISK IMPLICATIONS IN TUNISIA

R. GHRIBI (1*), R. JALLOULI (1), S. BOUAZIZ (1), K. ATTAFFI (2) and N. BEN AYED (3)

(1) University of Sfax, National Engineering School of Sfax, L.R "Water-Energy-Environment, AD-10-02", Bp. W. 3038. Sfax-Tunisia. samir.bouaziz@enis.rnu.tn; riadh.jallouli@hotmail.com

(1*) Corresponding author: ghribiraouf@yahoo.fr;

(2) Geophysics Department, National Institute of Meteorology, B.P. 156, 2035 Tunis, Tunisia

(3) Laboratory of Structural geology, Sciences Faculty of Bizerte, University of Carthage, Tunis, Tunisia. benayed.n@gnet.tn

Abstract: The neotectonic faults system is mainly responsible for the present configuration and for formation of the different morphostructural blocks in Tunisia. Among these faults, the faults system of Utique (UF), the Cherichira-Trozza fault (CTF), the Monastir-Hammamet fault (MHF) and the Gafsa-Jeffara fault (GJF). These faults have been considered as major tectonic features and the most active faults in Tunisia. They are responsible for the historical and instrumental seismicity characterized by strongest earthquakes as the 412 AD Utique ($M_s=6.5$), 1957 Bousalem ($M=5.7$), 1970 Sidi Thabet ($M=5.6$), 1987 Sned ($M=5$), 1995 Sahraoui ($M=4.9$) and 2013 Monastir ($M=4.7$) events. This study allows to know the seismic hazard related to these faults in populated areas where their activities are devoted to Tourism (Tabarka, Hammamet, Monastir) or/and to the mining activities (Gabes, Gafsa, Sfax).

Key words: Tunisia, active faults system, seismic hazard.

GEOLOGICAL SETTING

The convergence motion between European and African plates documents an eastward rate increase from 3-6 mm/yr at Morocco-Algerian ranges to 8 mm/yr in Tunisia (Nocquet and Calais, 2004; Serpelloni, 2007; Meghraoui et al., 2012). Pondrelli et al. (2002) suggested that the dominant NW-SE thrusting and E-W compressive mechanisms were located between north-eastern Tunisia and Sicily, defining this zone as the most tsunami prone source area. In this area, the coexistence of strike-slip and normal faulting (Malta escarpment, Linosa and Malta Grabens) suggested the interaction between the plate convergence and extensional tectonics with a low rate (1-2 mm/yr) in Pelagian shelf. These processes produced a complex tectonic deformation over the central-western Mediterranean area (Jolivet and Faccenna, 2000).

Tunisia includes major structural domains as Tellian, Central Atlas, N-S axis, Eastern platform, Southern Atlas and Saharian platform (Fig. 1).

QUATERNARY DEFORMATIONS AND SEISMOTECTONIC ACTIVITY

The present landscape of Tunisia has evolved due to Neogene-Quaternary NW-SE to N-S compression (Ben Ayed et al., 1988; Zouari et al., 1990; Chihi, 1995; Ghribi, 2010). The first deformational stage corresponds to the Miocene compression that led to the formation of the central Tunisian Atlas. The second tectonic event is the Villafranchian phase, which reactivated the early structures in the same NW-SE shortening direction. The most active tectonic deformation in this area is related to the reactivating of pre-existing NW-SE and E-W trending strike-slip faulting.

The seismicity distribution was established based on an instrumental data recorded in seismic stations of the National Institute of Meteorology of Tunisia (INM) and compiled from USGS data. Tunisia is marked by a moderate permanent activity of magnitude (<6). Most of the earthquakes appear to be concentrated along the active faults as NNW-trending Hammamet-Monastir fault, Gafsa and Cherichira faults. The

depth earthquake distribution suggested that the events occurred within the upper crust at the depths between 5 and 10 km. The calculated focal mechanism solutions are consistent with neotectonic data and the present-day fault activity given by GPS data are compatible with a NNW-SSE transpressional stress.

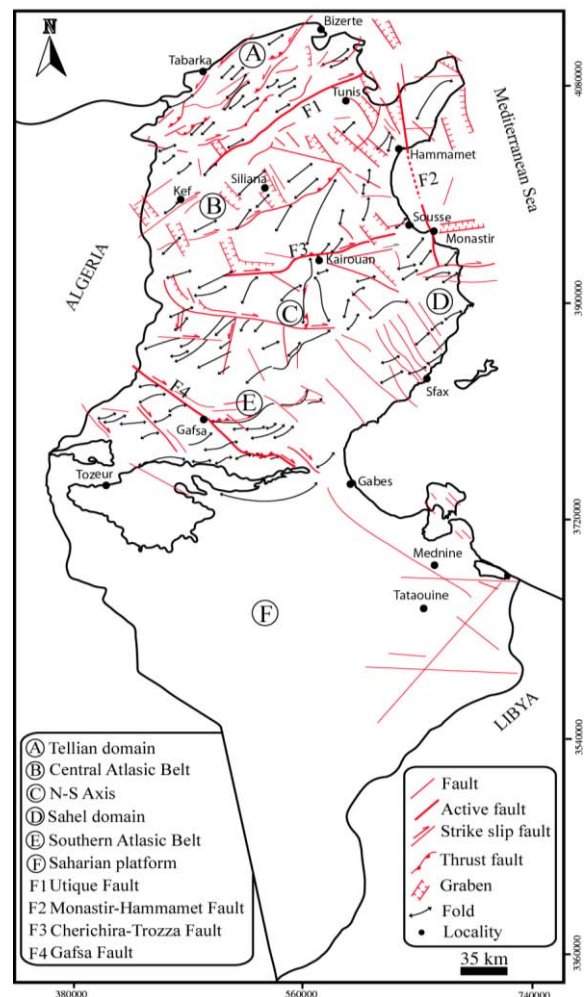


Figure 1: Neotectonic map of Tunisia (modified from Bouaziz et al., 2002).

EXAMPLES OF ACTIVE FAULTS IN TUNISIA

Utique fault (Tellian domain)

The NE-SW to E-W active faults system of Utique-Jebel Ammar were known also as the Atlasic trending faults (Fig. 1; F1). They reactivated during the orogenic phases as reverse faults and sometimes with a strike slip component. A field investigation at Utique area in the North of Tunisia shows N070 striking faults with reverse offsets. They are generated by a NW-SE oriented σ_1 compression (Fig. 2). The latter stress field is compatible with the calculated focal mechanism of the 5.6 magnitude event in Sidi Thabet (Hfaiedh, 1983). Mejrj et al. (2012) attributed a slip rate of 0.15 mm/y and a return period of 1300 years for the Utique fault using trenching methods.

In addition, the historical data reveals that the Roman site of Utique was struck by a strongest earthquake in the 4th century (412 A.D.) related to NE-SW active fault of Utique-Jebel Ammar. The existing archaeological reports reveal that a part of the frigidarium's vaults of the Antonine's baths (built from 145 to 165 A.D.) collapsed and cisterns, temples, a theatre, a forum and a series of handsome villas were partially destroyed.

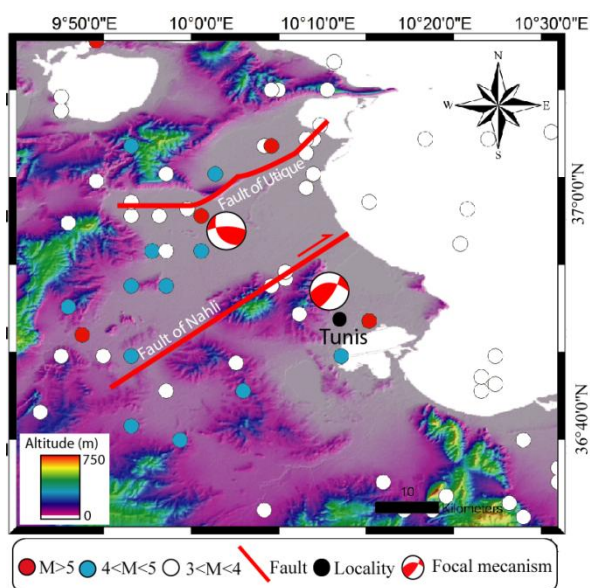


Figure 2: NE-SW trending faults system of Utique and Nahli in North Tunisia. The focal mechanisms are compatible with the trending Atlasic faulting.

Monastir-Hammamet fault (Sahel domain)

The Monastir-Hammamet fault trending in NNW-SSE direction is laterally traceable for more than 70 km (Fig. 1; F2). The Monastir-Hammamet fault divides to the North the Cap Bon Peninsula into two geologically distinct domains: the upland area to the north-east corresponding to the NE-SW trending anticline of the Abderahmen and the NW-SE oriented Grombalia graben. The left lateral movement indicated by the offsetted Tyrrhenian barrier is confirmed by the microtectonic data that shows the fault plane strikes N150-160° and exhibits steep southward dips (70-85°). Slickensides on the fault planes have a pitch varying between 15 and 45°W.

Our field investigation allowed to identify a 6 m high scarp on the terrace surface with triangular facets. The faulted Tyrrhenian deposits and offsetted drainages in Monastir-Hammamet area reveal that the strike slip character is associated with a vertical motion for the Monastir-Hammamet fault. In addition, this area hosts springs located within the Fawara wadis and its regional pattern seems to be aligned N-S along the Hammamet fault. In terms of seismicity, the earthquake epicenters are aligned NW-SE. The seismic data indicated the occurrence of moderate events in the vicinity of Monastir-Hammamet faulted area but without ground-rupturing earthquakes (Fig. 3). Based on aerial photograph analysis, Kamoun et al. (1980) estimated a total left-lateral displacement for the Monastir segment of 500 m. We revise this offset to 180 ± 8 m based on Google Earth and field mapping. The mean offset rate calculated is ~ 0.15 cm/year during the last 121,000 years, measured from the left lateral offset of Tyrrhenian deposits. This offset rate was significantly lower than the preferred rate of 0.3 cm/year determined by Kamoun et al. (1980). In addition, the elevation of MIS 5.5 deposits at +32m in Monastir area suggest a regional tectonic uplift that may be produced by the vertical movement on the Skanes-Khnis fault. The mean uplift rate for the last 121,000 years is 2.6 mm/year.

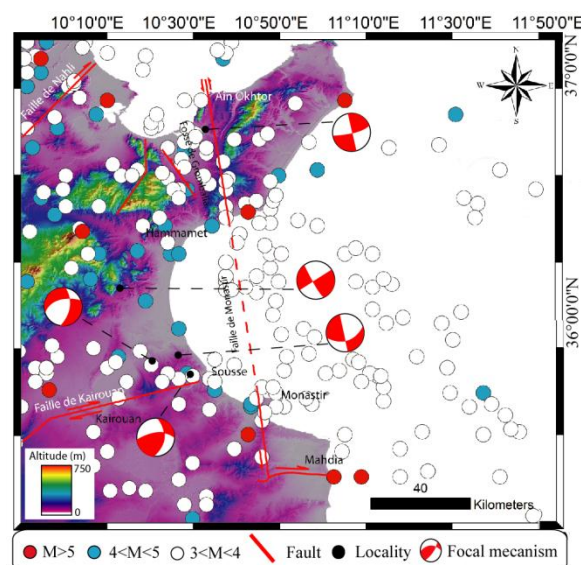


Figure 3: Seismotectonic map showing N160 trending Hammamet-Monastir fault and related earthquakes. Focal mechanisms are taken from INM data.

Cherichira-Trozza fault (central Atlasic Belt)

The Cherichira-Trozza fault system marked the transition between the middle Atlas and the Sahel domain (Fig. 1; F3). The activity of the Cherichira-Trozza fault has governed the opening and the distribution of the Cretaceous and the Eocene basins evolving in a globally extensive tectonic regime. Their reactivation as dextral strike-slip faults induced simultaneous distensive deformations (normal faults, grabens, half-grabens...) and compressive structures (folds, reverse faults; El Ghali, 1993). Their quaternary activity is attested by a seismic activity. The effects of the 854 and 912 AD earthquakes cast a vast echo across the medieval sources, and was reported and emphasized in many annals, chronicles and coeval scripts. It even gained mention in the

book of Iben el Athir (1869) where he describes the damage to the monumental buildings of Kairouan. The field investigation in Kairouan area shows a displaced left-laterally Cherichira (Mouta) aqueduct. This aqueduct was cut by the NE-SW Trozza-Cherichira fault with a 2m of offset (Fig. 4).

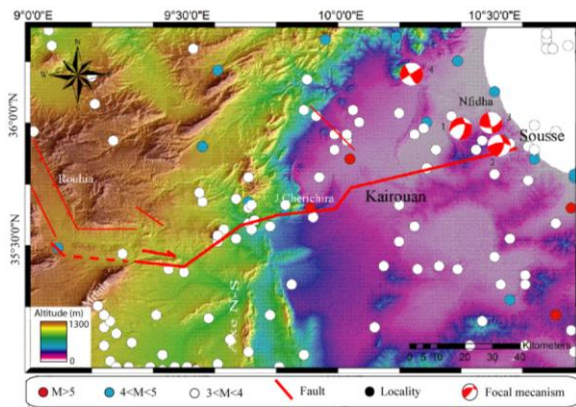


Figure 4: Digital Elevation Model (DEMs) from SRTM image of central Atlasic Belt-Sahel domain. Note that the seismicity is concentrated along the NE-SW to E-W Cherichira-Trozza fault.

Gafsa fault (Southern Atlasic Belt)

The Gafsa area is bordered to the North by the NW-SE trending Gafsa Range and to the South by the stable Saharian platform. The Gafsa-Jeffara fault system is the most active fault of the Southern Tunisia (Fig. 1; F4). Recent deformation rates have been quantified through both geomorphic analysis and excavation of paleoseismic trenches at key sites across this fault. Said et al. (2011) offered a slip rate of 0.21-0.34 mm/y over the past 50 Ka for the Gafsa fault. This author suggested a return period of 50-5000 years for strong earthquakes generated by this seismogenic fault. Nevertheless, some large earthquakes were recorded as the December 27, 1985 (Ms 4.2), the November 07, 1989 (Ms 4.4 Metlaoui area) events. Recently, Sidi Aich area was struck on December 08, 2010 by an earthquake with 3.7. This latter event followed by numerous aftershocks was felt by local inhabitants. Some buildings damage and surface rupture caused by these events demonstrate the vulnerability of cities in the region of Gafsa to seismic activities (Fig. 5).

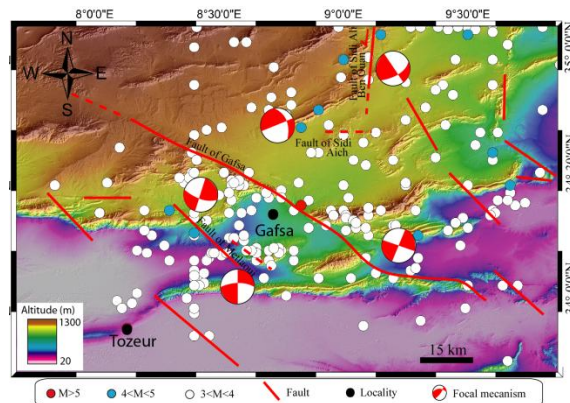


Figure 5: The line-shape of the Gafsa-Fejj fault. The seismicity data are compiled from INM-Tunisia and USGS earthquakes catalog.

SEISMIC HAZARD OF TUNISIA

The first seismic hazard assessment of Tunisia was initiated by Ben Ayed and Zargouni in 1990. A draft of the probabilistic seismic hazard calculation and mapping (PSHA) were elaborated by the INM and well developed in the framework of the Global Seismic Hazard Assessment Program (GSHAP) (1999). A recent seismic hazard map for Tunisia was exposed by Ksentini et al. (2013) based on three methodologies as (Cornell (1968) classical zonal method, Woo (1996a) smoothed-gridded seismicity model, Lapajne et al. (2003) energy based model). The results show that PGA values are between 0.10 g and 0.36 g with a maximum (0.36 g) was related to the northern area. Three seismogenic zones in Tunisia (Tellian domain, Cap Bon-Sahel, southern Atlas) showing a high level of PGA are in coincidence with active faults. A significant seismic hazard potential is attributed to areas where their activities are devoted to tourism (Hammamet, Sousse) or/and to the mining industry (Gafsa, Sfax). Therefore it is crucial to evaluate the seismic risk in these active areas.

The hazard has been estimated for outcropping rock site for a period of return 475 years, with 10 % probability of exceedance in 50 years. It is as shown in Fig. 6.

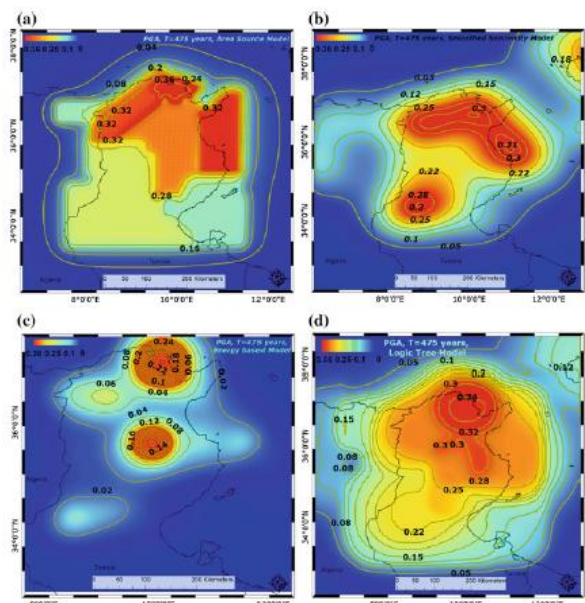


Figure 6: Peak Ground Accelerations of Tunisia (Ksentini et al., 2013); a. Cornell (1968) classical zonal method, b. Woo (1996a) smoothed-gridded seismicity model, c. Lapajne et al. (2003) energy based model, d. the logic tree PGA map.

CONCLUSION

The landscape of Tunisia was involved by meso-cenozoic tectonic events. The substratum was folded and faulted during mainly paroxysm episodes. These inherited features were reactivated by N-S Quaternary compression. This is well documented by the occurrence of a number of seismic events of moderate magnitude ($2 \leq M \leq 6$). The last decade several earthquakes caused important material

damages in Gafsa and Monastir areas. These earthquakes probably resulted from the propagation of the active master faults through the Plio-Quaternary cover. It is a necessity to determine the seismic hazard and draw maps of seismotectonic areas in Tunisia. These issues are very important for protecting vulnerable people in the event of future disasters in this region.

The seismogenic zones of Tunisia (Tellian domain, Cap Bon-Sahel, southern Atlas), where the active faults are located, presented an influence on the results obtained for the probabilistic seismic hazard analysis (PSHA).

References

- Argus, D.F., Gordon, R.G., Demets, C., Stein, S. (1989)- Closure of the Africa-Eurasia-North America plate circuit and tectonics of the Gloria fault. *J. Geophys. Res.* 94, pp. 5585-5602.
- Bahrouni, N., Bouaziz, S., Soumaya, A., Ben Ayed, A., Attafi, K., Houla, Y., El Ghali, A., Rebai, N. (2013)- Neotectonic and seismotectonic investigation of seismically active regions in Tunisia: a multidisciplinary approach. *J. Seismol.* vol.18, N°2, pp. 235-256.
- Ben Ayed, N. et Oueslati, A. (1988)- Déformations tectoniques dans le Quaternaire récent de Ras Engela (région de Bizerte, Tunisie septentrionale). *Géol. Méditerranée*, N°23, pp.17-21.
- Bouaziz, S., Barrier, E., Turki, MM., Zouari, H. (2002)- Tectonic evolution of the northern African margin in Tunisia from paleostress data sedimentary record. *Tectonophysics*, 357, 227-253.
- Cornell, CA. (1968)- Engineering seismic risk analysis. *Bull Seismol Soc Am* 58:1583-1606.
- Chihi, L. (1995)- Les fossés néogènes et quaternaires de la Tunisie et de la mer pélagienne. Etude structurale et leur signification dans le cadre de la géodynamique de la Méditerranée. Thèse Doc. Etat, Univ. Tunis II, Tunisie.
- El Ghali, A. (1993)- Néotectonique et évolution tectono-sédimentaire associées aux jeux de la faille de Sbiba-Kairouan du Crétacé supérieur à l'Actuel (Tunisie centrale). Thèse 3^{ème} cycle, 251p. Université Tunis II, Tunisie.
- Ghribi, R., Bouaziz, S. (2010)- Neotectonic evolution of the eastern Tunisian platform from paleostress reconstruction. *Journal of Hydrocarbons Mines and Environmental Research*, N°1, pp. 14-25.
- Goes, S., Giardini, D., Jenny, S., Hollenstein, C., Kahle, H.G., Geiger, A. (2004)- A recent tectonic reorganization in the south-central Mediterranean. *Earth and Planetary Science Letters* 226. pp. 335-345.
- Jolivet, L., Faccenna, C. (2000)- Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision. *Tectonics* 19, pp. 1095-1106.
- Kamoun, Y., Sorel, D., Viguié, C., Ben Ayed, N. (1980)- Un grand accident subméridien d'âge post- tyrrhénien en Tunisie orientale : Le décrochement sénestre de Skanès (Monastir-Hammamet). *C.R. Acad. Paris, série D.*, t. 290, pp. 647-649.
- Ksentini, A., Romdhane, N. B., (2013)- Updated seismic hazard assessment of Tunisia. *Bull Earthquake Eng.*
- Lapajne, JK., Motnikar, BS., Zupancic, P. (2003)- Probabilistic seismic hazard assessment methodology for distributed seismicity. *Bull Seismol Soc Am* 93(6): 2502-2515.
- Mauffret, A. (2007)- The Northwestern (Maghreb) boundary of the Nubia (Africa) Plate. *Tectonophysics* 429, pp. 21-44.
- Mauz, B., Elmejdoub, N., Nathan, R., Jedoui, Y. (2009)- Late Peistocene littoral deposits of Tunisia: new age data derived from optical dating. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleogeology*, vol. 279, pp. 137-149.
- McClusky, S., Reilinger, R., Mahmoud, S., Ben Sari, D., Tealeb, A. (2003)- GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions. *Geophys. J. Int.* 155, pp. 126-138.
- Mejri, L., Regard, V., Carretier, S., Brusset, S., Dlala, M., (2012)- Evidence of Quaternary active folding near Utique (NE Tunisia) from tectonic observations and a seismic profile. *Comptes Rendus Geoscience*. 342. 864-872.
- Meghraoui, M., Pondrelli, S. (2012)- Active faulting and transpression tectonics along the plate boundary in North Africa. *Annals of Geophysics*, 55, 5, doi: 10.4401/ag-4970.
- Neuwerth, R., Suter, F., Guzman, C., Gorin, G. (2005)- Soft-sediment deformation in a tectonically active area: The Plio-Pleistocene Zarzal Formation in the Cauca Valley (Western Colombia), sedimentary geology, pp. 22-30.
- Saïd, A., Chardon, D., Baby, P., Ouali J., (2011)- Active oblique ramp faulting in the southern Tunisian Atlas. *Tectonophysics*. 499, 178-189.
- Vogt, J. (1993)- Further research on the historical seismicity of Tunisia. *Terra Nova* 5; pp. 475-476.
- Zouari, H., Turki, MM., Delteil, J. (1990)- Nouvelles données sur l'évolution tectonique de la chaîne de Gafsa. *Bull. Soc. Géol. France*, (8), VI, N°4, pp. 621-628.
- Woo, G. (1996a)- Kernel estimation methods for seismic hazard area source modeling. *Bull Seismol Soc Am* 86(2):353-362.
- Woo, G. (1996b)- Seismic hazard program: KERFRAC, program documentation.



FALLAS Y DEFORMACIÓN RECIENTE EN TORREPEROGIL (CUENCA DEL GUADALQUIVIR): RELACIONES CON LA SERIE SÍSMICA DE 2012-13

Faults and recent deformation at Torreperogil area (Guadalquivir basin): relationship with the 2012-13 seismic series

M. Sánchez Gómez (1, 2), J. A. Peláez (3, 2), F. J. García Tortosa (1, 2), F. Pérez Valera (2) y C. Sanz de Galdeano (4)

- (1) Departamento de Geología, Universidad de Jaén. 23071 Jaén (España). msgomez@ujaen.es, gtortosa@ujaen.es
- (2) Centro de Estudios Avanzados de Ciencias de la Tierra, Universidad de Jaén. 23071 Jaén (España). fperez@ujaen.es
- (3) Departamento de Física, Universidad de Jaén. 23071 Jaén (España). japelaez@ujaen.es
- (4) Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra. CSIC-Universidad de Granada. Facultad de Ciencias. 18071 Granada (España)

Resumen: Una serie sísmica, con más de 2100 terremotos localizados y más de 200 sentidos, se ha producido entre Torreperogil y Sabiote (Jaén), en un área que se consideraba poco o nada activa tectónica y sísmicamente. Los hipocentros se localizaron en el basamento de la Cuenca del Guadalquivir. En superficie, el reconocimiento de campo en la zona epicentral ha mostrado un cortejo de estructuras compatibles con la serie sísmica, en especial zonas de falla y pliegues asociados a ellas. La estructura más importante consiste en una zona de falla a lo largo del Arroyo Sabiote (ZFAS) que muestra una orientación y cinemática compatibles a las determinadas en los mecanismos focales calculados hasta el momento. Del análisis de las estructuras observadas y de las características de la serie sísmica se deduce una compleja situación tectónica, con varias pautas cinemáticas que han podido alternarse o simultanearse a lo largo del Plioceno y el Cuaternario.

Palabras clave: Torreperogil, Cuenca del Guadalquivir, serie sísmica.

Abstract: A seismic series occurred among Torreperogil and Sabiote towns (Jaén, Spain), with more than 2100 earthquakes located and more than 200 events felt. Before this seismic series, the area was considered little or no tectonically and seismically active. The hypocentres were located at the basement of the Guadalquivir basin. A field survey in the epicentral area has shown a set of structures compatible with the seismic series, especially fault zones and some folds associated to them. The most important structure is a fault zone along Arroyo Sabiote (ZFAS) showing an orientation and kinematics similar to the determined in the focal mechanisms calculated so far and congruent with the available seismic relocation. The analysis of the observed structures and the characteristics of the seismic series suggest a complex tectonic setting, with alternating or simultaneous kinematics along the Pliocene and Quaternary.

Key words: Torreperogil, Guadalquivir Basin, seismic series.

En las proximidades de las poblaciones de Torreperogil y Sabiote, situadas en el extremo oriental de la Cuenca del Guadalquivir, se ha producido una inusual serie sísmica con más de 2100 terremotos localizados desde el 20 de octubre de 2012 hasta enero de 2014, cuando se produjo el último sentido hasta ahora por la población. Este sector de la Cuenca del Guadalquivir está considerado como de baja actividad sísmica (Sanz de Galdeano y Peláez, 2011), situado a más de 20 km al norte de lo que se estimaba como la posición local del Frente Montañoso Bético, más o menos activo (ver p.ej. García-Tortosa et al., 2008).

La serie, en su conjunto, ha liberado la energía equivalente a un terremoto de magnitud 4,4 mbLg, siendo 3,9 mbLg (3,7 MW) la máxima magnitud registrada para un terremoto acaecido el 05/02/2013, único al que ha sido posible hasta el momento calcularle el mecanismo focal (Figura 1). Debido a la poca profundidad de los eventos, y al hecho de que el centroide de la serie se encuentra a sólo unos 2-3 km al NE de Torreperogil, más de 200 terremotos han sido sentidos en esta población. La ausencia de fallas u otras estructuras evidentes a las que atribuir su origen además del elevado número de terremotos sentidos, algunos de ellos en un breve

intervalo de tiempo, ha posibilitado la aparición en los medios de comunicación de hipótesis más o menos singulares sobre su origen, como entre otras, el llenado rápido del embalse de Giribaile o sondeos (inexistentes en ese momento) para la extracción de hidrocarburos mediante *fracking*.

El presente trabajo muestra el resultado de una exploración geológica sistemática en la zona epicentral de la serie sísmica de Torreperogil, en donde se han puesto de manifiesto estructuras de deformación compatibles con el movimiento de fallas en profundidad. Se discute a la luz de sus características geológicas, cuál puede ser el origen de la serie sísmica y si ésta puede considerarse un episodio extraordinario, o por el contrario encaja dentro del funcionamiento tectónico esperable en el margen norte de la Cordillera Bética.

La Cuenca del Guadalquivir muestra una importante asimetría en su basamento, debido a la flexura que se origina en el Macizo Ibérico por el sobrepeso que supone el cinturón de pliegues y cabalgamientos subbéticos y prebéticos, y la superposición del propio Dominio de Alborán sobre la litosfera ibérica (Fernández et al., 1998; García-Castellanos et al., 2002). Debido a esto, la Cuenca del Guadalquivir

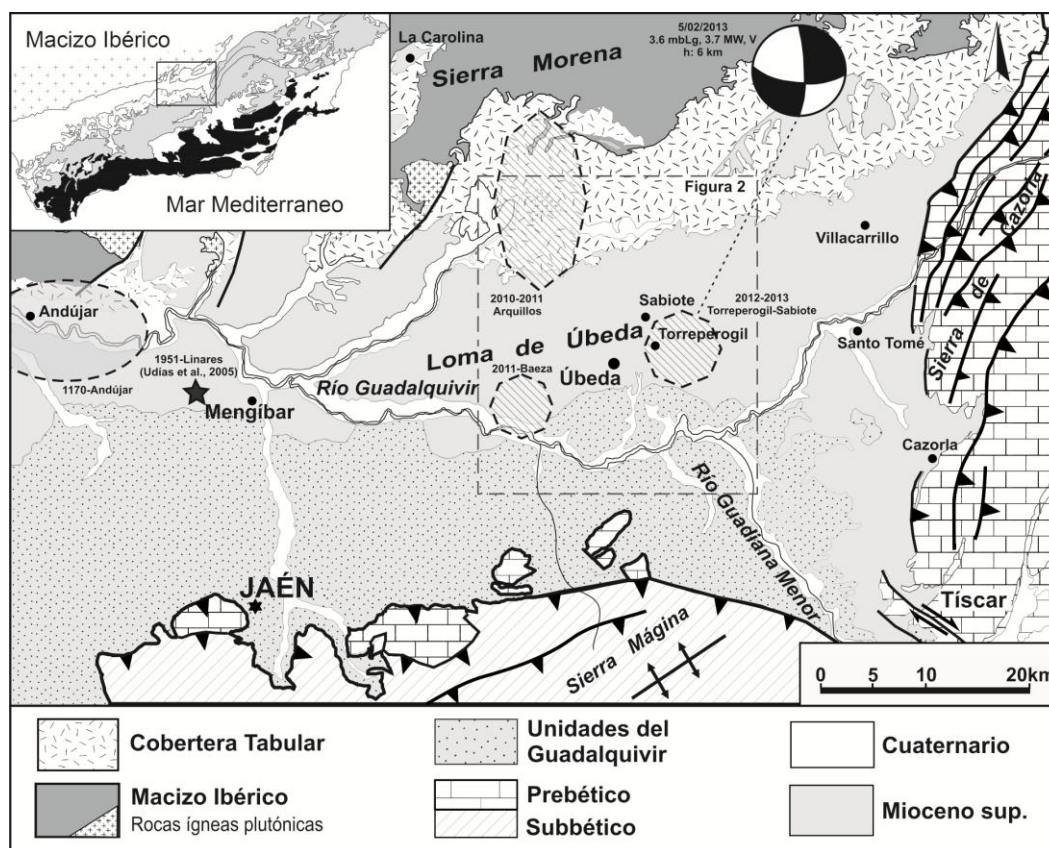


Figura 1: Esquema geológico de la parte oriental de la Cuenca del Guadalquivir y posición epicentral de los principales eventos sísmicos conocidos. Polígonos reticulados: concentración de terremotos en series sísmicas; elipse: situación probable del epicentro del terremoto de Andújar de 1970 en función de la intensidad macrosísmica (Peláez et al., 2013); estrella, situación estimada del terremoto de Linares de 1951 (M_s 5,4) según Udías y colaboradores (2005). De los 100 eventos localizados en las series sísmicas de Arquillos y Baeza la magnitud máxima fue respectivamente de m_{bLg} 3,2 y 2,7.

Figure 1. Geological map of the eastern Guadalquivir basin with the epicentral location of the main seismic events; crosslinked polygons, concentration of earthquakes in seismic series; ellipse, probable location of the epicenter of the Andújar 1970 earthquake, according to the macroseismic intensity (Peláez et al., 2013); star, estimated situation of the Linares 1951 earthquake (M_s 5.4) according to Udías et al. (2005).

muestra dos márgenes completamente diferentes: el margen norte, considerado como el margen pasivo, formado por materiales paleozoicos de la Orogenia Varisca y mesozoicos de la Cobertera Tabular, poco subsidente y alejado de la deformación bética, y el margen sur, mucho más subsidente y que representa el margen activo debido a la estructuración y avance de la Cordillera Bética.

La zona epicentral (Figura 1) se sitúa más próxima al margen norte, en donde se encuentra un relleno sedimentario marino del Mioceno superior, que se dispone sobre materiales de la Cobertera Tabular (Triásico-Jurásico). El espesor total de sedimentos, aunque variable, supera escasamente los 600 m. Debajo, se encontrarían las unidades paleozoicas del Macizo Ibérico, constituidas esencialmente por series siliciclásticas intruidas por batolitos granodioríticos, todo ello perteneciente a la Zona Centroibérica (Martínez-Poyatos et al., 2001; Martín-Parra et al., 2006).

Las principales estructuras conocidas hasta el momento eran fallas normales de orientación NE-SO que se observaban en los perfiles sísmicos comerciales, y que recientemente han sido reinterpretadas como estructuras inversas transpresivas (Pedrera et al., 2013), pero que en ningún caso parecían alcanzar la superficie. Sin

embargo, en el Guadalquivir oriental sí se habían registrado otras series sísmicas, terremotos instrumentales de cierta magnitud y terremotos históricos (Figura 1; Sánchez-Gómez et al., 2014 y referencias incluidas).

La serie sísmica ha presentado ciertas peculiaridades que la diferencian de otras series en el entorno de la Cordillera Bética. Por un lado, el número de terremotos registrado, muy superior al de otras series, y por otro, el hecho de que puede considerarse la concatenación de diferentes fases o sub-series sísmicas (Figura 2). En todas ellas, la mayor parte de los terremotos con profundidad calculada se han localizado entre los 2 y 5 km, claramente en el basamento paleozoico. La primera fase ocurrió de octubre a noviembre de 2012, con 136 terremotos poco energéticos ($M_{bLg} < 2,1$). Tras una semana de quietud, comienza la segunda fase que termina a finales de enero de 2013, con 1216 terremotos localizados y una magnitud máxima de 3,7 m_{bLg} . Posteriormente comienza una tercera fase que se prolonga hasta junio de 2013 pero con una sismicidad residual que perdura hasta varios meses más tarde. En esta última se localizan 760 eventos, siendo el mayor de ellos de magnitud 3,9 m_{bLg} , precedido segundos antes por uno de magnitud 3,7 m_{bLg} . La primera fase posee un parámetro b de ca. 1,8 (Figura 2), más elevado que las siguientes fases

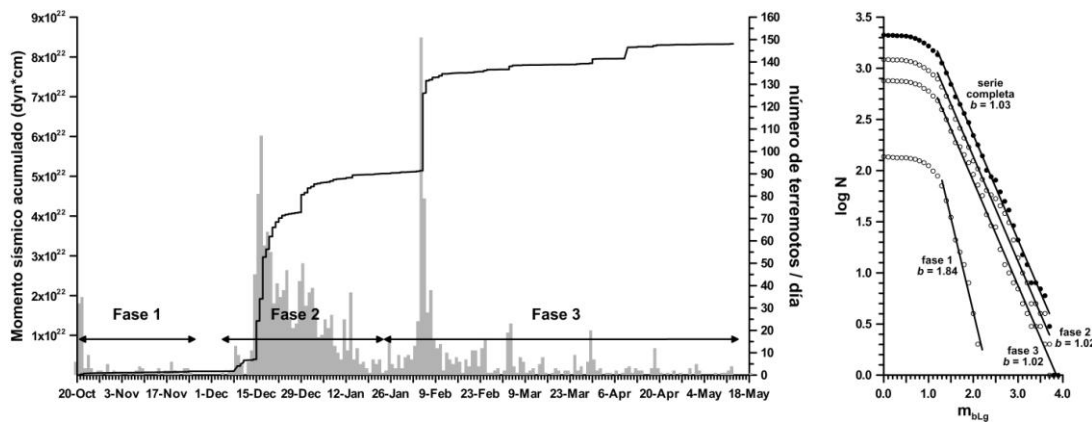


Figura 2: Izquierda: Evolución temporal de la serie, incluyendo el número de terremotos diario y el momento sísmico acumulado. Derecha: Ajuste de la relación de Gutenberg-Richter (número acumulado de terremotos en función de su magnitud) para cada una de las fases delimitadas, y para el conjunto, en la serie sísmica.

Figure 2. Left: Temporal evolution of the seismic series, including the number of earthquakes by day and the cumulated seismic moment. Right: Gutenberg-Richter relationship fit (cumulative number of earthquakes vs. magnitude) for the delimited phases and overall seismic series.

(en torno a 1.0), y por encima de los máximos valores usuales. Por otra parte, la relocalización de los terremotos de la serie sugiere dos estructuras de orientación aproximada N-S (Cantavella et al., 2013; Peláez et al., 2013).

La zona epicentral muestra generalmente estratificación subhorizontal, poco identificable cuando la naturaleza es muy margosa. No obstante pueden encontrarse basculamientos locales y pliegues menores asociados a zonas de fallas complejas donde coexiste la deformación frágil y pseudoplástica.

La estructura más llamativa encontrada corresponde a una zona de falla situada al Este de las poblaciones de Torreperogil y Sabiote, coincidente aproximadamente con la zona en donde se ha localizado un mayor número de terremotos (Figura 3). Esta zona de falla ha podido ser observada directamente en el material lavado por el Arroyo de Sabiote, con una dirección aproximada N170°. La Zona de Falla de Arroyo de Sabiote (en adelante ZFAS) se caracteriza por sistemas de fallas con espaciados decimétricos y un bandeo de aspecto cataclástico, pero que está formado por la fragmentación de los bancos o estratos más resistentes e incorporación y mezcla de éstos con una matriz margoso-arcillosa. La naturaleza tectónica de la fábrica observada viene determinada por la orientación sistemática de estrías de salto en dirección, la presencia de venas de yesos con orientación congruente con el resto de estructuras y la coherencia de orientaciones entre las fallas frágiles y la fábrica dúctil (Sánchez-Gómez et al., 2014). La orientación promedio del bandeo es N166°/67°E, es decir, coincidente con la traza cartográfica de la ZFAS. La ZFAS no puede seguirse continuamente en el campo; en su lugar se identifican alineaciones orientadas paralelamente (Figura 3) formando zonas en donde se encuentra un diaclasado, o sistemas de fallas menores, penetrativos, junto con pliegues menores o basculamientos de la estratificación. Algunas de las fallas descritas llegan a afectar a sedimentos pliocuaternarios, sin que haya podido establecerse una edad más precisa.

Además del análisis estructural se ha realizado un análisis de paleoesfuerzos en tres estaciones dentro de la ZFAS. Dos de las estaciones han permitido establecer un elipsoide principal con un σ_1 casi vertical (Figura 4) ligado a un σ_3 subhorizontal de dirección promedio N255°, lo que implica una extensión ENE-OSO. No obstante, se observa un elipsoide secundario, con un σ_1' subhorizontal de dirección variable entre N002° y N340° y un σ_3' similar al del elipsoide anterior: En ambos casos los elipsoides son netamente prolatos.

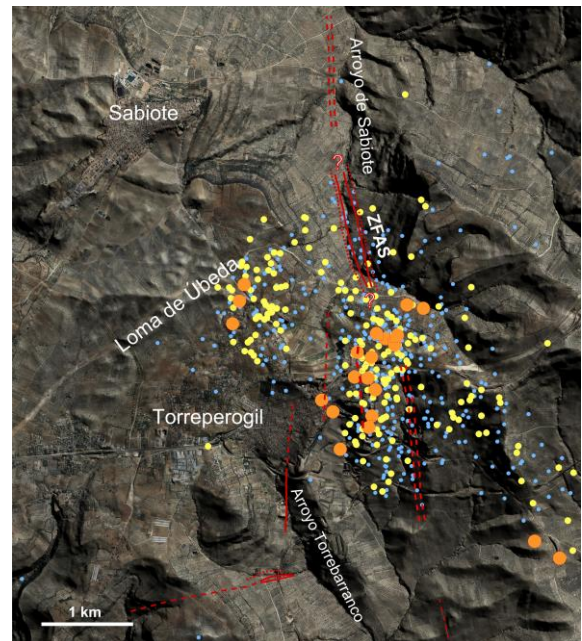


Figura 3: Ortoimagen sombreada mostrando las principales estructuras en rojo. ZFAS = Zona de Falla de Arroyo de Sabiote. Epicentros relocalizados según Peláez y colaboradores (2013).

Figure 3. Shaded orthoimage showing the main structures in red. ZFAS = Arroyo Sabiote fault zone. Epicenters from earthquake relocation (Peláez et al., 2013)

Geomorfológicamente el rasgo más relevante es un pequeño *graben*, bien visible en las afueras de Torreperogil, alargado en la dirección de la zona de

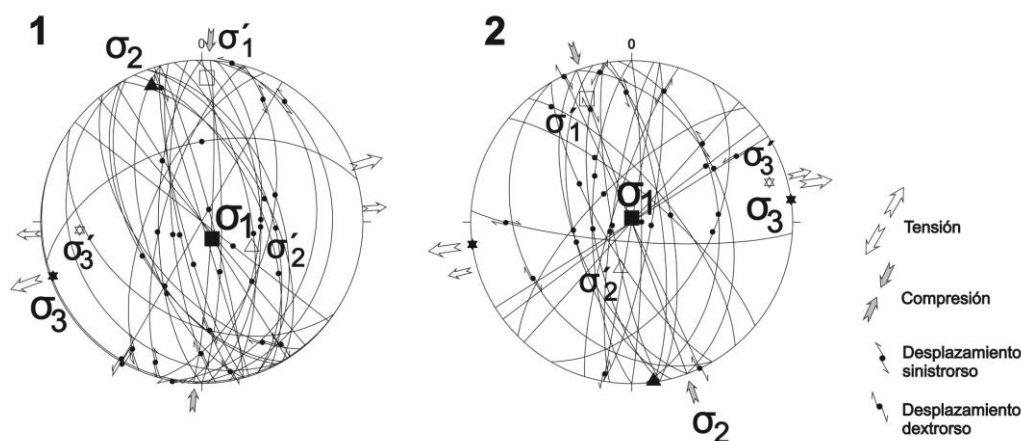


Figura 4: Fallas con estrías y sentido de movimiento conocido sobre las que se ha representado la posición del elipsoide de esfuerzo deducido en dos estaciones dentro de la ZFAS (Figura 3).

Figure 4. Faults and striations with the known shear sense, together the orientation of the principal stresses found from stress inversion. Data obtained in the ZFAS main outcrop (Figure 3).

falla (NNO-SSE) y con una anchura en torno a 200-300 m. Esta zona deprimida presenta depósitos detríticos rojizos, así como potentes horizontes de suelos desarrollados sobre dichos depósitos o sobre las margas miocenas. La pequeña fosa supondría la prolongación sur de la ZFAS, mientras que la prolongación norte queda evidenciada por varios escarpes que delimitan tramos sobre-elevados alineados.

De todas las observaciones geológicas y sísmicas se puede concluir que: a) en el sector Torreperogil-Sabiote existen fallas y zonas de falla recientes que pueden justificar perfectamente la existencia de terremotos; b) que la orientación y cinemática de las fallas encontradas coincide con la del mecanismo focal (Figura 1) y relocalizaciones disponibles de la serie (Figura 3); c) no obstante las estructuras encontradas, con desplazamientos limitados, aunque reflejo de una misma situación de esfuerzos, no tienen por qué ser continuación directa de las fallas de basamento, sino que parecen estructuras despegadas; y d) tanto del análisis de la serie como de las estructuras y los paleoesfuerzos, se deduce una situación compleja de alternancia o coexistencia de diversas cinemáticas con un mismo estado de esfuerzos, todo ello de características Béticas.

Agradecimientos: Este trabajo se ha realizado gracias a la ayuda económica del CEACTierra (Universidad de Jaén), la Diputación de Jaén, el proyecto de investigación CGL2011-30153-C02-02/BTE, y los grupos de investigación RNM-325 y 370 de la Junta de Andalucía.

Referencias bibliográficas

- Cantavella, J.V., Morales, J., y Martínez Solares, J.M. (2013). La serie sísmica de la comarca de La Loma (Jaén). Antecedentes, distribución espacial, localización y mecanismo focal. *Informe del Grupo de Trabajo Interinstitucional sobre la actividad sísmica en la Comarca de La Loma (Jaén)*, IGN, Madrid, 25-38.
- Fernández, M., Berástegui, X., Puig, C., García-Castellanos, D., Jurado, M.J., Torné, M. y Banks, C.

- (1998). Geophysical and geological constraints on the evolution of the Guadalquivir foreland basin, Spain. *Geological Society, London, Special Publication*, 134, 29-48.
- García-Castellanos, D., Fernández, M. y Torné, M. (2002): Modeling the evolution of the Guadalquivir foreland basin (southern Spain). *Tectonics* 21(3), art. no.-1018. DOI: 10.1029/2001TC901031
- García-Tortosa, F. J., Sanz de Galdeano, C., Sánchez-Gómez, M. y Alfaro, P. (2008). Tectónica reciente en el frente de Cabalgamiento Bético. Las deformaciones de Jimena y Bedmar (Jaén). *Geogaceta*, 44, 59-62.
- Martínez Poyatos, D., González Lodeiro, F., Azor, A. y Simancas, J.F. (2001): La estructura de la Zona Centrobética en la región de Los Pedroches (Macizo Ibérico meridional). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 14, 147-160
- Martín-Parra, L. M., González-Lodeiro, F., Martínez-Poyatos, D. y Matas, J. (2006): The Puente Genave-Castelo de Vide shear zone (southern Central Iberian Zone, Iberian Massif): geometry, kinematics and regional implications. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 177(4), 191-202.
- Pedraza, A., Ruiz-Constán, A., Marín-Lechado, C., Galindo-Zaldívar, J., González, A. y Peláez, J. A. (2013). Seismic transpressive basement faults and monocline development in a foreland basin (Eastern Guadalquivir, SE Spain). *Tectonics* 32 (6). Doi:10.1002/2013TC003397
- Peláez, J.A., García Tortosa, F.J., Sánchez Gómez, M., Sanz de Galdeano, C., Pérez Valera, F., y Henares Romero, J. (2013). La serie sísmica de Torreperogil-Sabiote (Jaén). *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 21, 336-338.
- Sánchez Gómez, M., Peláez, J.A., GarcíaTortosa, F.J., PérezValera, F. y Sanz de Galdeano, C. (2014). La serie sísmica de Torreperogil (Jaén, Cuenca del Guadalquivir oriental): evidencias de deformación tectónica en el área epicentral. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 27, 301-318.
- Sanz de Galdeano C., García-Tortosa F.J. y Peláez J.A. (2013). Estructura del Prebético de Jaén (sector de Bedmar). Su relación con el avance del Subbético y con fallas en el basamento. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 26: 55-68.
- Sanz de Galdeano, C., y Peláez, J.A. (2011): *Fallas activas en la Cordillera Bética. Una aproximación a partir de la información tectónica y sísmica*. Editorial Universidad de Granada.

Sesión 2: Fallas activas cuaternarias en áreas marinas



ACTIVE FAULTING IN THE MESOZOIC OCEANIC LITHOSPHERE OFFSHORE THE SW IBERIAN MARGIN. SIGNIFICANCE FOR EARTHQUAKE AND TSUNAMI HAZARD

Fallas activas en la litosfera oceánica mesozoica offshore del Margen SO Ibérico. Significado para el riesgo de terremotos y tsunamis

Sara Martínez-Loriente (1*), Eulàlia Gràcia (1), Rafael Bartolome (1), Valentí Sallarès (1), y Hèctor Perea (1)

(1) Barcelona-CSI, Institut de Ciències del Mar - CSIC, Pg. Marítim de la Barceloneta, 37-49, 08003 Barcelona.

*smartinez@icm.csic.es

Abstract: Newly acquired high-resolution multichannel seismic profiles together with bathymetric and subbottom profiler data from the external part of the Gulf of Cadiz (Iberia-Africa plate boundary) reveal active deformation involving old (Mesozoic) oceanic lithosphere. This area is located 180 km offshore the SW Iberian Margin and embraces the prominent NE-SW trending Coral Patch Ridge, and part of the surrounding deep Horseshoe and Seine abyssal plains. E-W trending dextral strike-slip faults showing surface deformation of flower-like structures predominate in the Horseshoe Abyssal Plain, whereas NE-SW trending compressive structures prevail in the Coral Patch Ridge and Seine Hills. Although the Coral Patch Ridge region is characterized by subdued seismic activity, the area is not free from seismic hazard. Most of the newly mapped faults correspond to active blind thrusts and strike-slip faults that are able to generate large magnitude earthquakes (M_w 7.2–8.4). This may represent a significant earthquake and tsunami hazard that has been overlooked so far

Key words: multichannel seismics; blind thrusts; strike-slip faults; Iberia- Africa boundary.

INTRODUCTION

Active deformation involving old oceanic lithosphere offshore the southwest Iberian margin is driven mainly by the NW–SE convergence (3.8–5.6 mm/year) between the African and Eurasian plates (e.g., Nocquet and Calais, 2004). Convergence is accommodated over a wide active deformation zone suggesting distributed deformation among a number of tectonic structures (Fig. 1). Earthquake mechanisms reveal reverse to strike-slip faulting solutions in the external Gulf of Cadiz (e.g., Buforn et al., 2004; Stich et al., 2005, 2007). This area, which is interpreted to be underlain by Jurassic-Cretaceous age oceanic lithosphere on the basis of refraction and wide-angle reflection seismics (WAS), magnetic data, and kinematic reconstructions (e.g., Ryan et al., 1973; Purdy, 1975; Gràcia et al., 2003a, 2003b; Contrucci et al., 2004; Rovere et al., 2004; Sallarès et al., 2011, 2013; Martínez-Loriente et al., 2014), is characterized by intense seismic activity of moderate magnitude. However, large historical and instrumental earthquakes have been nucleated here, such as the 1755 Lisbon Earthquake (M_w 8.5) and the 1969 Horseshoe Earthquake (M_w 8.0) (Fig. 1). In SW Iberia, seismic hazard assessment is mainly based on instrumental and historical earthquake catalogs that actually represent very short periods, especially when considering high-magnitude earthquakes with long recurrence intervals (> 2000 years) (Gràcia et al., 2010).

During the last two decades, numerous geological and geophysical surveys have been carried out in the region seeking faults that may be potential sources of large magnitude earthquakes. The present work focuses on the area of the external part of the Gulf of Cadiz located south of the SWIM Fault Zone (SFZ), a 600 km long dextral strike-slip deformation zone

connecting the Gorringe Bank with the Moroccan shelf (Zitellini et al., 2009) (Fig. 1). The tectonic structures of this area have been considered as inactive mainly due to (1) the lack of instrumental seismicity associated with them (Zitellini et al., 2009), and (2) the low resolution of pre-existing multichannel seismic (MCS) profiles, where deformation of Quaternary units could not be recognized (e.g., Sartori et al., 1994; Tortella et al., 1997). We present our main outcomes focusing into two aspects: a) the characterization of the pattern and timing of the deformation of the tectonic structures located in the Coral Patch Ridge region and neighboring Horseshoe and Seine abyssal plains, and b) the evaluation of the seismic potential of the most relevant active structures on the basis of their fault parameters (i.e., geometry, kinematics, maximum magnitude). Our findings demonstrate that the newly mapped structures represent a significant earthquake and tsunami hazard for the South Iberian and North African coasts that has not been accounted for to date.

ACTIVE FAULTING IN THE CORAL PATCH RIDGE REGION. SEISMIC HAZARD ASSESSMENT

The combined interpretation of high-resolution SWIM 2006 MCS reflection profiles together with swath-bathymetry, subbottom profiles and sediment cores yield new insights into the tectonic architecture and crustal structure of the external part of the Gulf of Cadiz.

In the Horseshoe Abyssal Plain (HAP) two main families of subvertical faults are observed on the basis of their activity: (a) those affecting the Mesozoic up to Lower Eocene sediments (units V-II); and (b) those that deform all the sedimentary sequence from the basement to the seafloor (units

V-I) (Fig. 2a). In the former case, we refer to tectonic structures of little entity that generate folds, discontinuities and small vertical displacements within the Mesozoic Units, although few of the structures deform the sediments up to the top of Unit II (Fig. 2a). The later family is characterized by subvertical faults that cut, fold and displace the whole sedimentary sequence up to the seafloor, generating small (<16 km long, <160 m high), elongated hills observed in the HAP. Most of these structures show flower-like geometries characteristic of strike-slip faults. However, as some of them show a dip-slip component, transpressive behavior can also be proposed producing significant vertical displacement (i.e., 600 m at the top of Unit IV) (Fig. 2a). The most prominent of these active faults corresponds to the LS, a WNW-ESE trending dextral strike-slip fault that extends for 180 km across the HAP and part of the GCIW (Fig. 1) (e.g., Zitellini et al., 2009; Bartolome et al., 2012; Martínez-Loriente et al., 2013). The LS corresponds to a 2–4 km wide fault zone with transparent seismic facies that is bounded by subvertical faults that cut across the entire sedimentary sequence from at least 11 km deep up to the seafloor. The LS produces approximately 500 m of vertical displacement of the top of Unit IV and 200 m of the top of Unit II (Fig. 2a).

The Coral Patch Ridge (CPR) is formed by two main NW-verging anticline thrust faults: the 65 km long North Coral Patch Ridge fault (NCP) and the 83 km long South Coral Patch Ridge fault (SCP) (Figs. 1 and 2b). These thrusts are characterized by backlimbs that dip less than the fault-ramp and forelimbs that are quite narrow in relation to their long backlimbs, suggesting that they were generated by shear fault-bend folding (Suppe et al., 2004). The seismic images show the ramps of the fault-bend folding thrusts, whereas the lower flats are probably located below the window of acquisition. The SCP thrust fault has a NW-ward sense of displacement, folding and uplifting the southeastern hanging-wall fault block, and cutting through the whole stratigraphic sequence up to the seafloor (Fig. 2b). Both thrusts show higher fault dips within the first km below the seafloor (average 40°), decreasing within the basement (average 25°) (Fig. 2b). A secondary active thrust south of the SCP fault is also observed with little vertical displacement. This thrust would propagate from a shallow depth detachment layer located at the uppermost part of the oceanic crust (Martínez-Loriente et al., 2013).

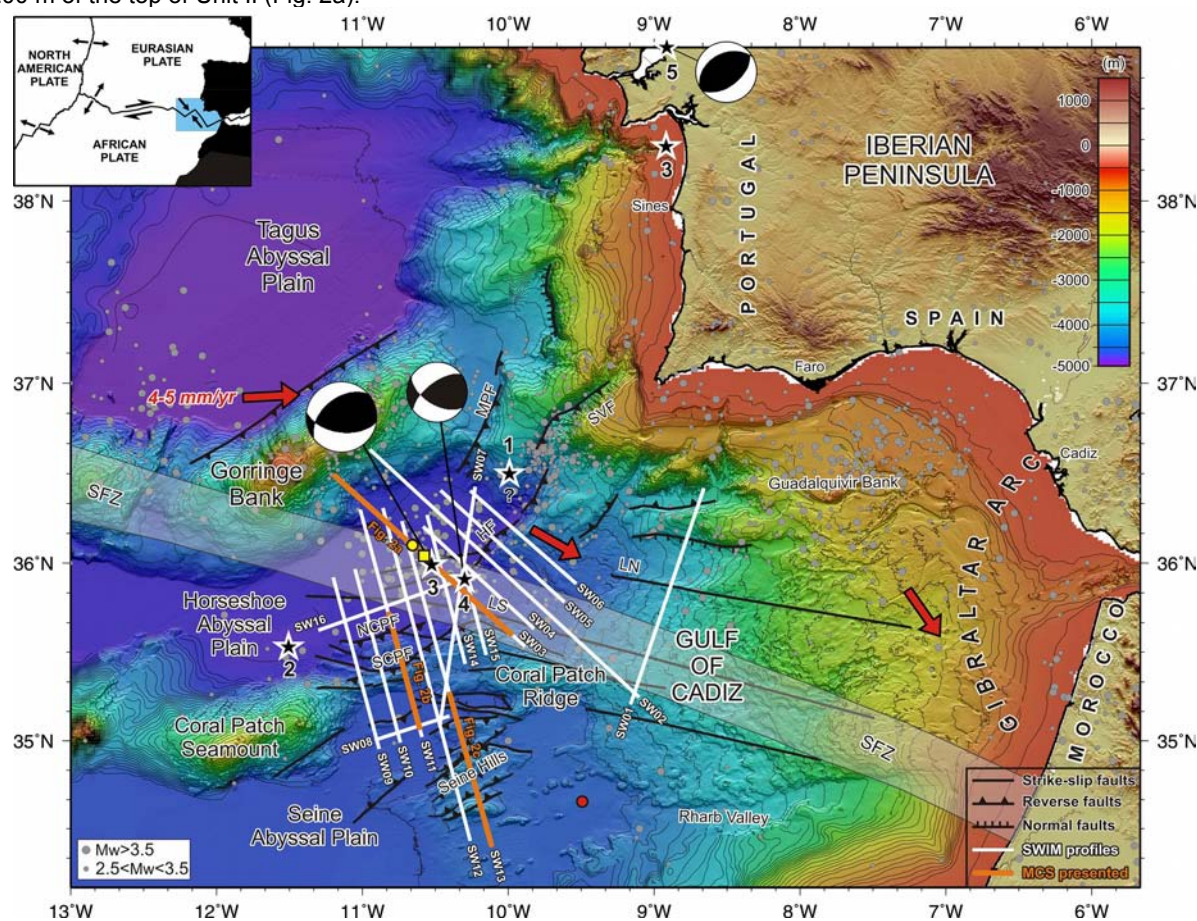


Figure 1. Regional bathymetric map of the SW Iberian margin (modified from Martínez-Loriente et al. (2013)). SWIM 2006 dataset is depicted as white lines, whereas the segments of the MCS profiles shown in Figure 2 are depicted as orange lines. Sediment core MD03-2703 is labeled as yellow circle, MD03-2704 as yellow square, and JC27-20 as red circle. Seismicity from the Instituto Geográfico Nacional catalog for the period between 1965 and 2012 is depicted (I.G.N., 2012). Black stars correspond to: 1: Proposed epicenter location for the Lisbon Earthquake, 1 November 1755, estimated Mw 8.5 (Bufo et al., 2004); 2: Horseshoe Earthquake, 7 November 1915, Mw 6.2 (IGN Catalogue); 3: Horseshoe Earthquake, 28 February 1969, Mw 7.9–8.0 (Fukao, 1973); 4: HF Earthquake, 12 February 2007, Mw 6.0 (Stich et al., 2007). Red arrows show the direction of convergence between the Eurasian and African plates from the NUVEL1 model (Argus et al., 1989). HF: Horseshoe Fault; LN and LS: Lineament North and South; MPF: Marquês de Pombal Fault; NCPF and SCP: North and South Coral Patch Ridge Fault; SVF: São Vicente Canyon Fault; SFZ gray band: SWIM Fault Zone. Inset: Plate tectonic setting of the southwest Iberian margin at the boundary between the Eurasian and African Plates.

The northeastern Seine Abyssal Plain (SAP) region is also characterized by two types of faults: (1) WNW-ESE trending strike-slip faults; and (2) NE-SW trending reverse faults. The strike-slip faults are mainly located north of the Seine Hills. In the MCS profiles, they are imaged as subvertical faults developing positive flower-like structures and showing seafloor ruptures (Fig. 2c). The later family are referred to as the Seine Hills (SH), which is a succession of ridges (SH2 to SH6) that correspond to NE-SW trending thrust-folds with NW and SE vergences (Fig. 2c). These thrusts may have developed by fault-bend folding (e.g., SH2 and SH3) (Suppe, 2004) or by fault-propagate folding (e.g., SH5) (e.g., Allmendinger, 1998). At the tip of the upper flats of these thrusts, structural wedges (or triangle zones) (Medwedeff, 1989) were developed, having generated associated back-thrusts and kink folds that accommodate the shallow deformation near the seafloor (Fig. 2c). In the case of the fault-propagation folds (e.g., SH5), the MCS images show asymmetric folding with narrow and steep forelimbs in contrast to their corresponding backlimbs. The SH4 and SH5 are structured as a "classic" trishear fault-propagation fold formed by distributed shear within a triangular zone that expands outward from a fault tip (Erslev, 1991). In the case of the SH6, a trishear fault-propagation fold developed at its tip on the NW side, and shows a wedge structure at depth. Furthermore, the SH6 may involve a basement normal fault (i.e., oceanic crust) reactivated as reverse (Fig. 2c). In general, the SH faults deform all the units from the oceanic crust to the uppermost Quaternary sediments by faulting, blind faulting or folding, and originate >450 m high, ~50 km long reliefs as observed on the bathymetric map (Fig. 1). Although the Seine Hills are mainly blind thrusts, the growth-strata configuration of the

youngest sediments confirms the present-day activity of these faults (Fig. 2c) (Martínez-Loriente et al., 2013).

Between the major SH thrusts, secondary blind thrusts showing kink-folds and asymmetric folds are also imaged and likely root in a common shallow detachment level that continues toward the CPR area (Fig. 2b and 2c). The SH1 is a 38 km long isolated hill located west of the SH2-SH6 succession (Fig. 1). According to its morphological expression and internal geometry, we distinguish two main segments corresponding, from west to east, to an 18 km long, W-E trending transpressive fault, and a 20 km long, NE-SW trending reverse fault (Fig. 2b). The strike-slip segment is characterized by subvertical faults defining a positive flower structure, whereas the thrust segment shows a fault with lower dip (45°), which flattens (20°) at the basement (Fig. 2b). Both SH1 segments fault and fold the sedimentary sequence from the basement up to the seafloor (Fig. 2b) (Martínez-Loriente et al., 2013).

As for the earthquake and tsunami hazard assessment, the strike-slip faults are seismogenic and have the potential to generate up to Mw 8.4 earthquakes (i.e. LS), following the relationship between the seismic moment and the moment magnitude as $M_w = 2/3 \log_{10}(M_0) - 6.0$ (Kanamori, 1977). Regarding the thrusts located south of the SFZ, despite the low seismic activity recorded in the area, our data suggests that they are active and potential sources of Mw 7.6 earthquakes (i.e. SCPF) and associated tsunamis (Martínez-Loriente et al., 2013). Seismic and tsunami hazard in the South Iberian and North African coasts would significantly increase if offshore active structures such as those identified in the Coral Patch Ridge region were considered.

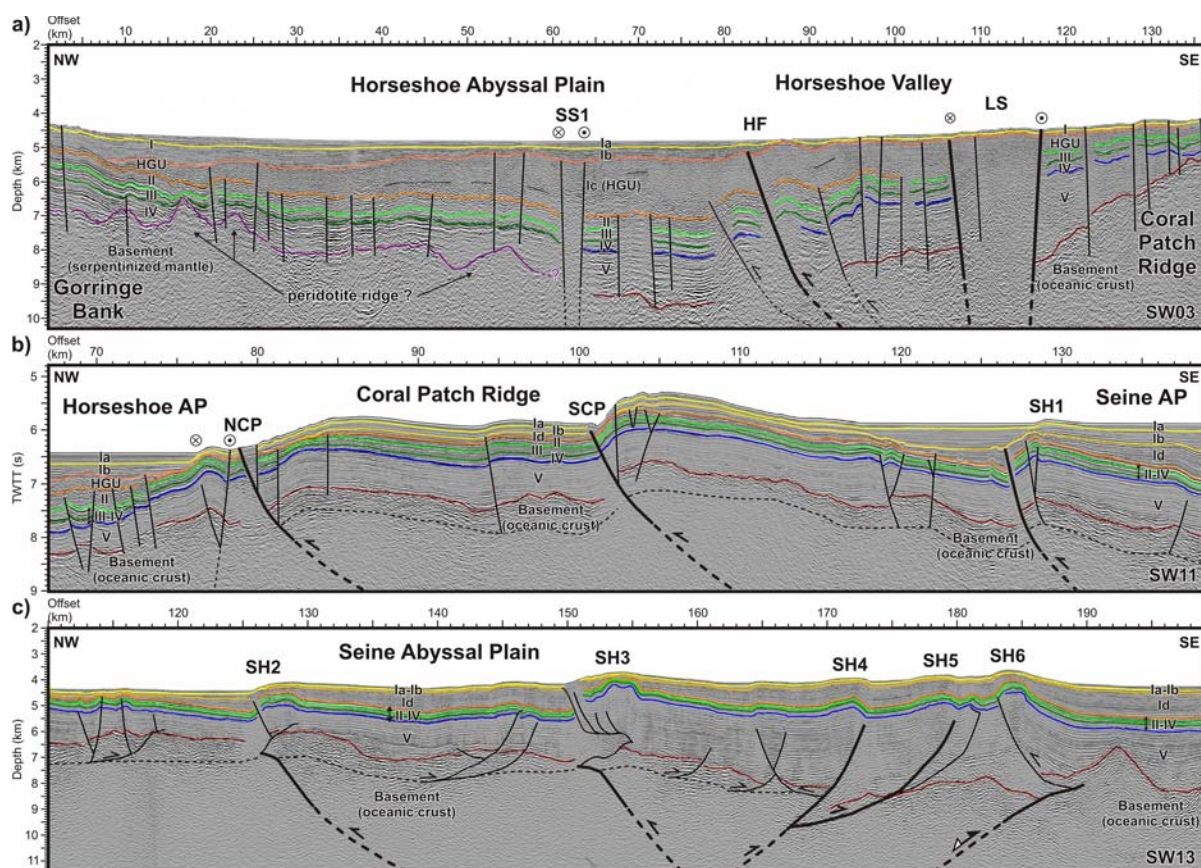


Figure 2. (a) Interpreted prestack depth migrated (PSDM) profile SW03 across the Horseshoe Abyssal Plain from the Gorringe Bank to the Coral Patch Ridge, which intersects the Horseshoe Fault (HF), the Lineament South (LS), and the Strike-slip Fault 1 (SS1). VE=4. (b) Interpreted section of the time migrated profile SW11 crossing the central part of the Coral Patch Ridge, from the Horseshoe to the Seine abyssal plains. The NCP, SCP and SH1 thrusts are imaged. TWTT: Two-way travel time. VE=2 (c) Interpreted section of the PSDM profile SW13 across a set of strike-slip faults in the northern part of the section and across the Seine Hill faults (SH2 to SH6). VE=2. Location of MCS profiles in Figure 1. Nature of the basement is inferred from Sallarès et al. (2013) and Martínez-Loriente et al. (2014). Modified from Martínez-Loriente et al., (2013).

Acknowledgments: The authors acknowledge the support of the Spanish Ministry of Science and Innovation (MICINN) through National Projects EVENT (CGL2006-12861-C02-02) and SHAKE (CGL2011-30005-C02-02); the European Transnational Access SALVADORE program of the EU (RITA-CT-2004-505322), the ESF EuroMargins SWIM project (01-LEG-EMA09F and REN2002-11234E-MAR), the EU program "Global Change and Ecosystems" contract n. 037110 (NEAREST), and the ESF TopoEurope TOPOMED project (CGL2008-03474-E/BTE). We also acknowledge funding from the MICINN through the "Ramon y Cajal" program (R. Bartolome) and from the CSIC through a JAE Pre-Doc fellowship (S. Martínez-Loriente). This work was carried out within the Grups de Recerca de la Generalitat de Catalunya B-CSI (2009 SGR 146).

References

- Allmendinger, R. W. (1998). Inverse and forward numerical modelling of trishear fault-propagation folds, *Tectonics*, 17, 640–656.
- Argus, D. F., Gordon, R. G., DeMets, C., & Stein, S. (1989). Closure of the Africa-Eurasia-North America plate motion circuit and tectonics of the Gloria fault. *J. Geophys. Res.*, 94, 5585–5602.
- Bartolome, R., Gràcia, E., Stich, D., Martínez-Loriente, S., Klaeschen, D., Mancilla, F.L., Lo Iacono, C., Dañoibeitia, J.J., & Zitellini, N. (2012). Evidence for active strike-slip faulting along the Eurasia-Africa convergence zone: Implications for seismic hazard in the SW Iberian Margin. *Geology*, 40(6), 495–498, doi:10.1130/G33107.1.
- Bufo, E., Bezzeghoud, M., Udias, A., & Pro, C. (2004). Seismic sources on the Iberia-African plate boundary and their tectonic implications. *Pure Appl. Geophys.*, 161, 623–646, doi:10.1007/s00024-003-2466-1.
- Contrucci, I., Klingelhöfer, F., Perrot, J., Bartolome, R., Gutscher, M.A., Sahabi, M., Malod, J., & Rehault, J.P. (2004). The crustal structure of the NW-Moroccan Continental Margin for wide-angle and reflection seismic data. *Geophys. J. Int.*, 159(1), 117–128, doi:10.1111/j.1365-246X.2004.02391.x.
- Erslev, E. A. (1991). Trishear fault-propagation folding, *Geology*, 19(6), 617–620.
- Fukao, Y. (1973). Thrust faulting at a Lithospheric plate boundary, the Portugal earthquake of 1969. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 18, 205–216.
- Gràcia, E., Dañoibeitia, J.J., Vergés, J., & PARSIFAL Team (2003a). Mapping active faults offshore Portugal (36°N–38°N): Implications for seismic hazard assessment along the southwest Iberian margin. *Geology*, 31, 83–86.
- Gràcia, E., Dañoibeitia, J.J., Vergés, J., & Bartolome, R. (2003b). Crustal architecture and tectonic evolution of the Gulf of Cadiz (SW Iberian margin) at the convergence of the Eurasian and African plates. *Tectonics*, 22(4), 1033, doi:10.1029/2001TC901045.
- Gràcia, E., Vizcaino, A., Escutia, C., Asioli, A., Rodés, A., Pallàs, R., García Orellana, J., Lebreiro, S., & Goldfinger, C. (2010). Holocene earthquake record offshore Portugal (SW Iberia): Testing turbidite paleoseismology in a slow convergence margin. *Quat. Sci. Rev.*, 29, 1156–1172.
- Kanamori, H. (1977). The energy release in great earthquakes. *J. Geophys. Res.*, 82, 2981–2987, doi:10.1029/JB082i020p02981.
- Martínez-Loriente, S., Gràcia, E., Bartolome, R., Sallarès, V., Connors, C., Perea, H., Lo Iacono, C., Klaeschen, D., Terrinha, P., Dañoibeitia, J.J., & Zitellini, N. (2013). Active deformation in old oceanic lithosphere and significance for earthquake hazard: Seismic imaging of the Coral Patch Ridge area and neighboring abyssal plains (SW Iberian Margin). *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 14, 2206–2231, doi:10.1002/ggge.20173.
- Martínez-Loriente, S., Sallarès, V., Gràcia, E., Bartolome, R., Dañoibeitia, J.J., & Zitellini, N. (2014). Seismic and gravity constraints on the nature of the basement in the Africa-Eurasia plate boundary: New insights for the geodynamic evolution of the SW Iberian margin. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 119, 127–149, doi:10.1002/2013JB010476.
- Medwedeff, D. A. (1989). Growth fault-bend folding at southeast Lost Hills, San Joaquin Valley, California, *AAPG Bull.*, 73, 54–67.
- Nocquet, J.M., & Calais, E. (2004). Geodetic measurements of crustal deformation in the Western Mediterranean and Europe. *Pure Appl. Geophys.*, 161, 661–681.
- Purdy, G.M. (1975). The Eastern end of the Azores-Gibraltar plate boundary. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 43, 123–150.
- Rovere, M., Ranero, C.R., Sartori, R., Torelli, L., & Zitellini, N. (2004). Seismic images and magnetic signature of Late Jurassic to Early Cretaceous Africa-Eurasia plate boundary off SW Iberia. *Geophys. J. Int.*, 158, 554–568.
- Ryan, W.B.R., et al. (1973). *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Volume XIII, Washington (U.S. Government Printing Office), pp. 19–41.
- Sallarès, V., Gailler, A., Gutscher, M.A., Graindorge, D., Bartolome, R., Gràcia, E., Díaz, J., Dañoibeitia, J.J., & Zitellini, N. (2011). Seismic evidence for the presence of Jurassic oceanic crust in the central Gulf of Cadiz (SW Iberia margin). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 311, 112–123, doi:10.1016/j.epsl.2011.09.003.
- Sallarès, V., Martínez-Loriente, S., Prada, M., Gràcia, E., Ranero, C.R., Gutscher, M.A., Bartolome, R., Gailler, A., Dañoibeitia, J.J., & Zitellini, N. (2013). Seismic evidence of exhumed mantle rock basement at the Gorringe Bank and the adjacent Horseshoe and Tagus abyssal plains (SW Iberia). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 365, 120–131, doi:10.1016/j.epsl.2013.01.021.
- Sartori, R., Torelli, L., Zitellini, N., Peis, D., & Lodolo, E. (1994). Eastern segment of the Azores-Gibraltar line (central-eastern Atlantic): An oceanic plate boundary with diffuse compressional deformation. *Geology*, 22, 555–558.
- Stich, D., Mancilla, F., & Morales, J. (2005). Crust mantle coupling in the Gulf of Cadiz (SW Iberia). *Geophys. Res. Lett.*, 32, L13306, doi:10.1029/2005GL023098.
- Stich, D., Mancilla, F., Pondrelli, S., & Morales, J. (2007). Source analysis of the February 12th 2007, Mw 6.0., Horseshoe earthquake: Implications for the 1755 Lisbon earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L11208, doi:10.1029/2007GL030012.
- Suppe, J., C. Connors, and Y. Zhang (2004). Shear fault-bend folding, in *Thrust Tectonics and Hydrocarbon Systems: AAPG Memoir*, 82, edited by K. R. McClay, pp. 303–323.
- Tortella, D., Torne, M., & Perez-Estaun, A. (1997). Geodynamic evolution of the eastern segment of the Azores-Gibraltar Zone: The Gorringe Bank and Gulf of Cadiz region. *Mar. Geophys. Res.*, 19, 211–230.
- Zitellini, N., et al. (2009). The quest for the Africa-Eurasia plate boundary west of the Strait of Gibraltar. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 280, 13–50, doi:10.1016/j.epsl.2008.12.005.



EVIDENCES OF CONTEMPORARY TECTONIC ACTIVITY ALONG THE EASTERN GULF OF CADIZ CONTINENTAL SHELF AND UPPER SLOPE (SW IBERIAN PENINSULA)

Evidencias de actividad tectónica contemporánea en el sector oriental de la plataforma continental y talud superior del Golfo de Cádiz (SO de la Península Ibérica)

M.C. Fernández-Puga (1), J.T. Vázquez (2), O. Sánchez-Guillamón (2), L. Pajarón (1), L.M. Fernández-Salas (3), D. Palomino (2), V. Díaz del Río (2)

(1) Dpto. Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias del Mar y Ambientales, Universidad de Cádiz. Avda República Saharaui s/n. 11510 Puerto Real, Cádiz. mcarmen.fernandez@uca.es

(2) Instituto Español de Oceanografía. Centro Oceanográfico de Fuengirola. Puerto Pesquero s/n. 29640 Fuengirola, Málaga.

(3) Instituto Español de Oceanografía. Centro Oceanográfico de Cádiz. Muelle de Levante s/n. 11006, Cádiz

Resumen: La interpretación de una serie de registros de sísmica de muy alta resolución con ecosonda paramétrica TOPAS obtenidos en las campañas CADHYS0713, INDEMARES/CHICA1011 y ARSA 0313 en el sector oriental de la plataforma continental y talud superior del Golfo de Cádiz entre los 50 y los 400 m de profundidad, ha permitido identificar una serie de estructuras tectónicas que deforman tanto los depósitos de edad Holoceno y Pleistoceno Superior, como la superficie del fondo. Estas unidades estratigráficas se han identificado sobre la Superficie Transgresiva Posglacial, datada en 18 ka. Las principales estructuras identificadas son fallas normales y fallas inversas, cuya actividad se ha relacionado con fases de elevación de estructuras diapíricas de naturaleza salina que se extienden desde zonas emergidas hasta zonas distales del margen continental del Golfo de Cádiz.

Palabras clave: Plataforma continental, Pleistoceno y Holoceno, sísmica de alta resolución, Golfo de Cádiz

Abstract: Very high resolution parametric echosounder (TOPAS) data interpretation obtained during CADHYS0713, INDEMARES/CHICA1011 and ARSA0313 cruises along the middle, external shelf and upper slope of the eastern Gulf of Cadiz between 50 and 400 m depth has allowed us the identification of several active tectonic structures acting since the Holocene. To date this activity, it has been identified along the study area three postglacial discontinuities, Postglacial Transgressive Surface (TS) of 18 ky BP; the maximum flooding surface (MFS) of 6.5 ky; and the 3.5 ky Mid highstand deposits surface (MHS). Active normal and reverse faults have been identified whose recent activity is closely linked to the uplift episodes of salt diapirs structures from onshore to distal areas of the continental margin.

Key words: Continental shelf, Pleistocene and Holocene, high resolution seismic, Gulf of Cadiz

INTRODUCTION

During the last years numerous authors have been studied the geology and geodynamic of the Gulf of Cadiz continental margin, mainly along the continental slope (Gràcia et al., 2003, Medialdea et al., 2004). Nevertheless the knowledge of the tectonic processes along the continental shelf of this margin is still limited. The main contribution of this paper is the presentation of new data about the contemporary tectonics along the eastern sector on the Gulf of Cadiz continental shelf, marked by the salt diapiric activity during Late Pleistocene and Holocene times. In this sense, the interpretation of very high resolution reflection seismic profiles acquired with a parametric subbottom profiler (TOPAS) allowed us to identify and map tectonic structures that deform the most recent stratigraphic record.

GEOGRAPHIC AND GEOLOGICAL SETTING

The study area is located in the middle and outer continental shelf and in the upper slope of the NE sector of the Gulf of Cadiz margin, between the longitude 6°27' and 6°28' W and latitude 36°22' and 36°04' N. The bathymetry ranges from 50 to 400 m depth (Figure 1a and 1b). This area is characterized

by a general elevation regarding to the adjacent margin ones, highlighting submarine channels towards the slope with a NE-SW direction, as well as outcrop of Pleistocene deposits.

From a physiographic perspective, the Gulf of Cadiz continental shelf exhibits an average width of 50 km and a gentle depth gradient, with a shelf boundary between 150 and 200 m depth. In the study area, the continental shelf is 40 km wide and has approximately 0.25° gradient. The upper slope is developed between 150 and 400 m depth and their gradients range between 1° and 3°. The oceanographic regime is controlled mainly by the anticyclonic circulation of the Superficial Atlantic Water (SAW) which moves from west towards the southeast (Nelson et al., 1999; Hernández-Molina et al., 2003).

The geological configuration of the Gulf of Cadiz is strongly influenced by their geodynamic evolution since Miocene to nowadays. The emplacement of faults and folds in the Betic-Rif belt front in this area, which is represented by the Gulf of Cadiz Allocthonous Unit (Medialdea et al., 2004), and the general NW to WNW directed oblique-compressive regime between the plates of Eurasia and Nubia

(Maldonado et al., 1999; Gràcia et al., 2003; Medialdea et al., 2004; Medialdea et al., 2009) are the main factors which are controlled the tectonic geometry. The study area is located from S to N between the Flysch Units Complex and the External Betic domain. The last domain is constituted by the Subbetic Units and the Gulf of Cádiz Allocthonous Complex (Medialdea et al., 2004).

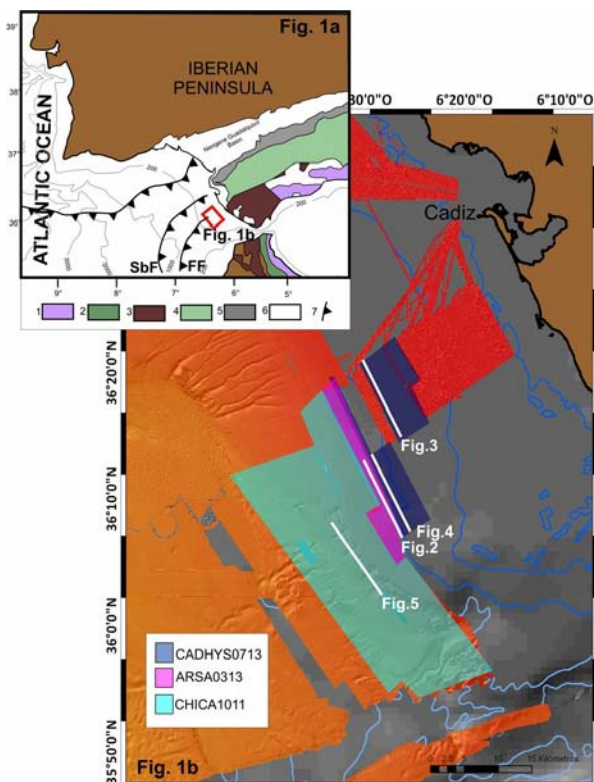


Figure 1a and b. The study area location, along the mid an external continental shelf of the NE Gulf of Cádiz margin, between 50 and 400 m depth is highlighted with colors boxes. Legend of Fig. 1a: 1) Rifean-Betic Internal Zone Units; 2) Ridge Complex; 3) Flysch Units; 4) Betic Rifean External Zone Units; 5) Guadalquivir Olistostromic Units; 6) Neogene Basins; 7) Cadiz Allocthonous Unit Front; SbF: Subbetic Units Front; FF: Flysch Units Front (Rodero, 1999 modified)

Figuras 1a y 1b. Localización de la zona de estudio, enmarcada con cuadrículas de varios colores, a lo largo de la plataforma media y externa del sector NE del Golfo de Cádiz, entre 50 y 400 m de profundidad. Leyenda de la Fig. 1a: 1) Zonas Internas Bético-Rifeñas; 2) Complejo de Dorsal; 3) Unidades del los Flysches; 4) Zonas Externas Béticas; 5) Unidades Olistostromicas del Guadalquivir; 6) Cuenclas Neógenas; 7) Frente de la Unidad Alóctona de Cádiz; SbF: Frente Subbético; FF: Frente de los Flysches (Modificado de Rodero, 1999).

METHODS

A database of very high resolution parametric profiles (TOPAS PS18) has been used. The profiles used for this contribution were obtained in 2013 during CADHYS0713 and ARSA0313 cruises onboard Spanish R/V Margalef and Miguel Oliver, within the framework of CADHYS project (P08-RNM-03581) and the Spanish Oceanographic Institute Project ARSA respectively. And in 2011 during INDEMARES/CHICA1011 onboard the Spanish R/V

Vizconde de Eza within the framework of the European project LIFE+ INDEMARES/CHICA. A total of 103 seismic lines with a NNW-SSE orientation, parallel to the coast line were obtained covering approximately an extension of 1100 km².

In order to date the relative actual tectonic activity of this area, it has been identified several Holocene stratigraphic discontinuities previously defined by Fernández-Salas et al., 2008 and have been used to identify and to control the tectonic relative activity in the septentrional sector of this continental shelf (Sánchez Guillamón et al., this issue). The Late Pleistocene and Holocene discontinuities identified are the 18 ky BP Postglacial Transgressive Surface (TS); the 6,5 ky maximum flooding surface (MFS) and the 3,5 ky Mid high stand deposits surface (MHS) horizons.

RESULTS AND DISCUSSION

The structural interpretation of a set of very high resolution seismic data has enabled the characterization of folds and a faults system with recent tectonic activity along the middle-external continental shelf and upper slope. The faults system exhibit normal and reverse geometries. The contemporary activity of these structures is highlighted by the strong TS and seafloor surfaces deformation. The active tectonics in this area is in agreement with previous studies in onshore-offshore of nearby areas (Gracia et al., 2008, Vázquez et al., 2010,) and it is mainly associated to the moderate diapirism activity during Late Pleistocene and Holocene times (Figure 2).

On the external shelf and upper slope NE-SW normal faults have been identified which have 0.7 to 3 km long. They are interpreted as crestal faults located over a main diapir with similar trend. The tectonic transport direction of normal faults located to the north of diapir is towards NNW, while in normal faults located to the south of diapir the tectonic transport direction is towards SE. Vertical offsets up to 3 m cutting the Upper Pleistocene sedimentary units has been observed reaching the surface and raising 1 m from the seafloor to the north of diapir (Fig. 3).

Reverse faults have also been identified in this area. They exhibit a NE-SW orientation and ranging between 0.8 km and 4 km long. These features are related to diapirism and locally deform their internal structure and the seafloor, for instance 1.5 m in the northern hanging wall (Fig. 2 and 4).

These structures allow us to identify several recent active episodes of diapirism during the Late Pleistocene and Holocene. Locally, Holocene sedimentary units and seafloor tilting have been observed both on shelf and upper slope as the result of the contemporary uplift of diapirs (Figure 5). The elevation of this margin area could partly favor the erosive processes action and the development of morphological features like channels down slope.

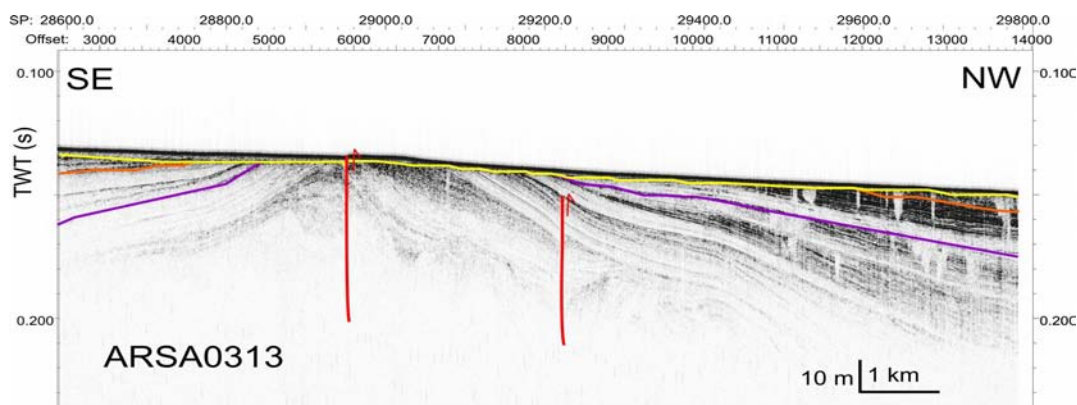


Figure. 2. Seafloor and Late Pleistocene deposits deformation show the current diapiric uplift along the continental shelf study area. Seismic Horizon legend: yellow, MHS; in orange MFS; in purple TS.

Figura. 2. La deformación tanto de la superficie del fondo como de las unidades Pleistocenas tardías ponen de manifiesto la actividad diapírica actual. Interpretación de discontinuidades: amarillo, MHS; en naranja, MFS; en violeta, TS.

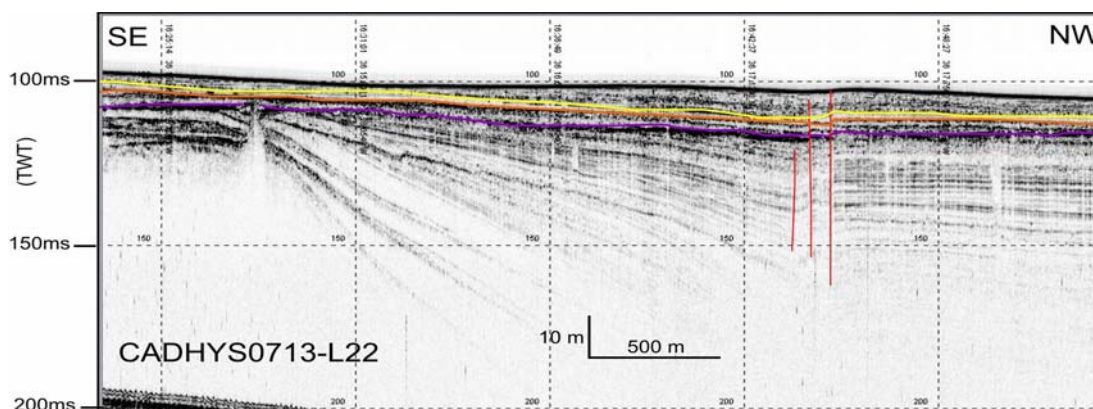


Figure 3. High resolution reflection seismic profile interpretation showing the normal faults geometries that deform the Pleistocene and Holocene deposits, as well as the seafloor. Same legend for horizons than Figure 2.

Figura 3. Interpretación de un perfil sísmico de alta resolución en el que se observan fallas normales con hundimiento hacia el S que deforman tanto las unidades Pleistocenas como todo el registro sedimentario Holoceno, así como la superficie del fondo. La leyenda para los horizontes es la misma que la Figura 2.

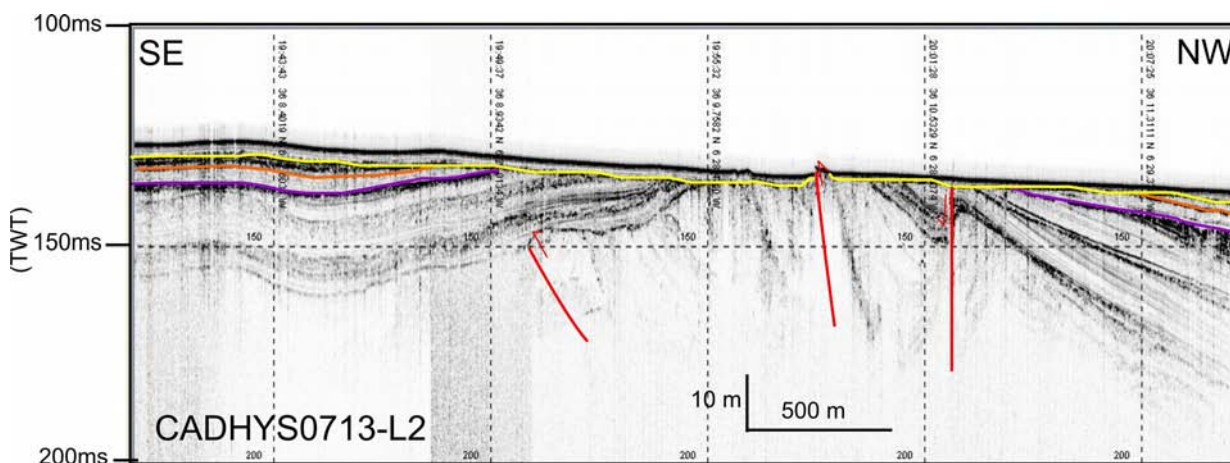


Figure. 4. High resolution reflection seismic profile interpretation showing reverse fault and folds that deform Pleistocene deposits and the strongly eroded seafloor as well as a normal fault northwards to the reverse faults. Same legend for horizons than Figure 2.

Figura. 4. Interpretación de un perfil sísmico de alta resolución en el que se observan fallas inversas y pliegues que deforman tanto los depósitos de edad Pleistocena, como la superficie del fondo fuertemente erosionada, así como una estructura de falla normal situada al norte de las fallas inversas. La leyenda para los horizontes es la misma que la Figura 2.

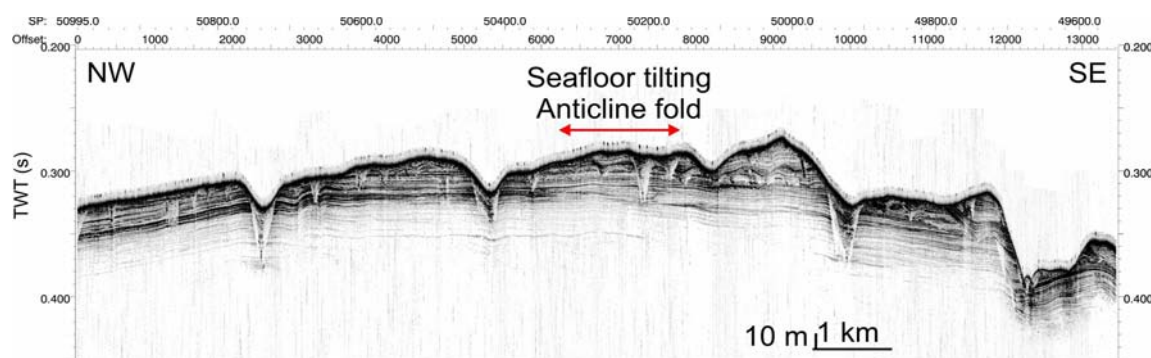


Figure 5. High resolution seismic profile. It is observed the deformation and channel excavated on the upper slope.

Figura 5. Perfil sísmico de alta resolución en el que se puede observar la deformación y canales excavados sobre el talud superior.

CONCLUSIONS

The tectonic structures described above along the eastern sector of the Gulf of Cadiz continental shelf reveal the Late Pleistocene-Holocene tectonic activity that affects all the geological domain that constitute this margin. All the tectonic structures are mainly caused by compressional episodes associated with the WNW-ESE oblique-convergence between Eurasian and Nubian plates.

The second factor of tectonic activity must be caused by the salt and shale diapir deformation. These diapir structures, located both down the continental shelf and the upper slope, are related to the Gulf of Cadiz Allocthonous Units. These units have a plastic behavior and are more likely to be reactivated under the tectonic stress action and produce the contemporary diapirism uplift.

The current configuration of the eastern sector of the Gulf of Cadiz continental margin is mainly controlled by tectonic, halokinetics and erosional processes close to the hydrodynamic regime. Nevertheless, the tectonic processes could be probably trigger the other processes

This contribution is the first high resolution seismic imagery obtained on the eastern sector of the Gulf of Cadiz continental shelf. The interpretation of very high resolution parametric profiles and the calibration of the stratigraphic record allow to have a more detailed knowledge of the contemporary tectonic events. In this sense a main effort is needed to support a detailed datation of postglacial stratigraphic units on the continental shelf.

Acknowledgements: This research has been supported by CADHYS project (P08-RNM-03581), European project LIFE+INDEMARES/CHICA and Spanish Oceanographic Institute project ARSA. The comments of an anonymous reviser haven improve the last version.

Referencias bibliográficas

Fernández-Salas, L.M., Lobo, F.J., Hernández-Molina, F.J., Díaz del Río, V., Somoza, L. (2008). Modelo estratigráfico secuencial de muy alta resolución de los depósitos del alto nivel del mar Holoceno Superior en el sur de la Península Ibérica. En: *Geo-Temas*, 10, 523-526.

Córdoba, D. (2003). Crustal architecture and tectonic evolution of the Gulf of Cadiz (SW Iberian margin) at the convergence of the Eurasian and African plates. En: *Tectonics*, 22(4), 1033.

Gracia, F.J., Rodríguez-Vidal, J., Cáceres, L.M., Belluomini, G., Benavente, J., Alonso, C. (2008). Diapiric uplift of an MIS 3 marine deposit in SW Spain: Implications for Late Pleistocene sea level reconstruction and palaeogeography of the Strait of Gibraltar En: *Quaternary Science Reviews*, 27, 2219-2231.

Hernández-Molina, F.J., Llave, E., Somoza, L., Fernández-Puga, M.C., Maestro, A., León, R., Medialdea, T., Barnolas, A., García, M., Díaz del Río, V., Fernández-Salas, L.M., Vázquez, J.T., Lobo, F.J., Alveirinho-Dias, J.A., Rodero, J., Gsrdrner, J. (2003). Looking for clues to paleoceanographic imprints: A diagnosis of the Gulf of Cadiz contourite depositional systems. En: *Geology*, 31(1), 19-22.

Maldonado, A., Somoza, L., Pallarés, L. (1999). The Betic origin and the Iberian-African boundary in the Gulf of Cadiz: geological evolution (central North Atlantic). En: *Marine Geology*, 155, 9-43.

Medialdea, T., Somoza, L., Pinheiro, L.M., Fernández-Puga, M.C., Vázquez, J.T., León, R., Ivanov, M.K., Magalhaes, V., Díaz-del Río, V., Vegas, R. (2009). Tectonics and mud volcano development in the Gulf of Cadiz. En: *marine Geology*, 261 (1-4), 48-63.

Medialdea, T., Vegas, R., Somoza, L., Vázquez, J.T., Maldonado, A., Díaz-del-Río, V., Maestro, A., Córdoba, D. & Fernández-Puga, M.C. (2004). Structure and evolution of the "Olistostrome" complex of the Gibraltar Arc in the Gulf of Cádiz (eastern Central Atlantic): evidence from two long seismic cross-sections. *Marine Geology*, 209 (1-4), 173-198.

Nelson, C.H., Baraza, J., Maldonado, A., Rodero, J., Escutia, C., Barber, J.H. (1999). Influence of Atlantic inflow and Mediterranean outflow currents on Late Quaternary sedimentary facies of the Gulf of Cadiz continental margin. En: *Marine Geology*, 155, 99-129.

Rodero, J. (1999). Dinámica sedimentaria y odolo evolutivo del margen continental suroriental del Golfo de Cádiz durante el Cuaternario Superior (Pleistoceno Medio-Holoceno): Tesis Doctoral. Universidad de Granada, CSIC. 343 pp.

Sánchez-Guillamón, O., Vázquez-Garrido, J.T., Fernández-Puga, M.C., Fernández-Salas, L.M. (2014). Caracterización de fallas normales recientes en la plataforma continental del Golfo de Cádiz (SO de la Península Ibérica). En: este volumen.

Vázquez, J.T., Fernández-Puga, M.C., Medialdea, T., Díaz del Río, V., Fernández-Salas, L.M., Llave, E., Lobo, F.J., López, F.C., Maldonado, A., Somoza, L., Palomino, D. (2010). Fracturación normal durante el Cuaternario Superior en la Plataforma Continental Septentrional del Golfo de Cádiz (SO de Iberia). En: J.M. Insua y F. Martín-González (eds.): *Contribución de la Geología al Análisis de la Peligrosidad Sísmica*, pp. 183-186, Sigüenza, España



QUATERNARY TECTONICS INFLUENCE ON THE ADRA CONTINENTAL SLOPE MORPHOLOGY (NORTHERN ALBORAN SEA)

Influencia de la tectónica cuaternaria sobre la morfología del talud continental de la región de Adra (Mar de Alborán septentrional)

J.T. Vázquez (1), F. Estrada (2), R. Vegas (3), G. Ercilla (2), E. d'Acremont (4), L.M. Fernández-Salas (5), B. Alonso (2), M.C. Fernández-Puga (6), M. Gómez-Ballesteros (7), Ch. Gorini (4), P. Bárcenas (8), D. Palomino (1)

(1) Instituto Español de Oceanografía, Centro Oceanográfico de Málaga, Puerto Pesquero s/n, 29640 Fuengirola (Spain).
juantomas.vazquez@ma.ieo.es

(2) Instituto de Ciencias del Mar, CSIC, 08003 Barcelona (Spain).

(3) Dpto. de Geodinámica, Facultad de CC Geológicas, UCM, c/ José Antonio Novais 2, 28040 Madrid (Spain).

(4) Institut des Sciences de la Terre de Paris, Univ. Pierre et Marie Curie-Paris 6, C. M. Group 75252 Paris cedex 05 (France).

(5) Instituto Español de Oceanografía, Centro Oceanográfico de Cádiz, Muelle de Levante, Puerto Pesquero s/n, Cádiz (Spain).

(6) Facultad de Ciencias del Mar y Ambientales, Universidad de Cádiz, Campus Río San Pedro. 11510 Puerto Real (Spain).

(7) Instituto Español de Oceanografía. Sede Central de Madrid, C/ Corazón de María 8, 28002, Madrid (Spain).

(8) Dpto. Análisis Matemático, Facultad de Ciencias, Universidad de Málaga, Campus de Teatinos s/n, 29080 Málaga (Spain).

Resumen: El análisis de un mosaico batimétrico y de perfiles sísmicos de alta resolución ha permitido definir la geomorfología tectónica del Margen de Adra, sector norte del Mar de Alborán. Se han identificado cuatro tipos morfológicos relacionados con estructuras tectónicas: (i) Crestas longitudinales (N50-70); (ii) Escarpes lineales (N30, N55, N130, N165, N-S); (iii) Depresiones tectónicas (N130, N165, N-S), y (iv) Líneas de cambio de la pendiente (N130). Este esquema morfoestructural se relaciona con un cabalgamiento ciego (NO-SE) en el sector NO, y en el oriental con la falla de desgarre siniestra de La Serrata (NE-SO). Entre estas dos estructuras se ha desarrollado un sistema de fallas de desgarre diestras (NO-SE) que incluye a la Falla de Adra, y un corredor NNE-SSO constituido por fallas secundarias NNO-SSE. Además se han observado fallas inversas menores N-S que pueden ser consecuencia de la interferencia de los principales sistemas de fallas de la región con el Banco de Chella.

Palabras clave: Geomorfología, Fallas, Tectónica, Cuaternario, Mar de Alborán.

Abstract: The analysis of multibeam bathymetric data and high resolution seismic profiles has allowed us to define the tectonic geomorphology of the Adra margin, northern Alboran Sea. Four geomorphic tectonic-related structures have been analyzed: (i) Longitudinal ridges (N50-70); (ii) Linear scarps (N30, N55, N130, N165, N-S); (iii) Tectonic depressions (N130, N165, N-S), and (iv) Lines of changes in the slope gradient (N130). In the northwestern sector morphostructure is related to a blind thrust (NE-SW), which folds Quaternary units, and in the eastern sector is linked to the NE-SW sinistral strike slip fault of La Serrata (NE-SW). Between these two structures, a NW-SE dextral strike-slip fault system, including the Adra Fault, and a NNE-SSW highly deformed corridor constituted by secondary NNW-SSE faults have been developed. Minor high angle N-S reverse faults can be related to secondary deformation features, due mainly to the interference of Chella Bank and the regional main fault systems.

Key words: Geomorphology, Faults, Tectonics, Quaternary, Alboran Sea.

INTRODUCTION

The Alboran Basin is located in the backarc extensional domain of the Gibraltar Arc which is constituted by the Betics-Rif thrust and belt systems, the westernmost Mediterranean Alpine Compressive Belt. The Gibraltar Arc was generated by the westward migration of the Alboran Domain in relation to the westward retreat of a subduction slab. The basin is underlined by a thinned continental crust and their basement is basically constituted by the Internal Units of the Betics-Rif system and a volcanic complex of Middle and Upper Miocene in age (Comas et al., 1999).

This region shows an intense deformation during Pliocene and Quaternary as a consequence of the NNW-SSE oblique convergence between the plates of Eurasia and Nubia, which is characterized by the absence of a well defined plate boundary, the generation of a broad deformation area and strain partitioning (Stich et al., 2010). Basin seafloor physiography

is controlled by this inversion tectonics (Martínez-García et al., 2013) which has produced the radial tilting of the continental margin basement to its interior and the development of several inverted structures as the Alboran Ridge. Besides there are several tectonic seafloor features as linear scarps, small ridges and longitudinal or rhomb-shaped depressions that evidence the contemporary varied and active tectonics (Ballesteros et al., 2008; Vázquez et al., 2008).

Local seismicity shows a large number of events that have mostly low to moderate magnitudes, lower than M5. However two areas have been affected by high magnitude earthquakes: the Al Hoceima region in the African margin which recently suffered two strong seismic events (M6.0 in 1994 and M6.3 in 2004), and the Adra region, in southern Iberia, where a M6.1 earthquake has been produced in 1910. The focal earthquake solutions in the Alboran domain range from pure thrust to strike slip and normal faulting (Stich et al., 2010, and therein).

These factors highlight the importance of understanding the contemporary tectonics and the earthquakes role in the Alboran basins architecture. The aim of the present paper is to characterize the seafloor tectonic geomorphology and the Quaternary tectonics on the continental slope close to Adra. In this area, a main NW-SE Quaternary fault has been defined by Gràcia et al. (2012) which proposed as the seismogenetic fault of the 1910 Adra earthquake.

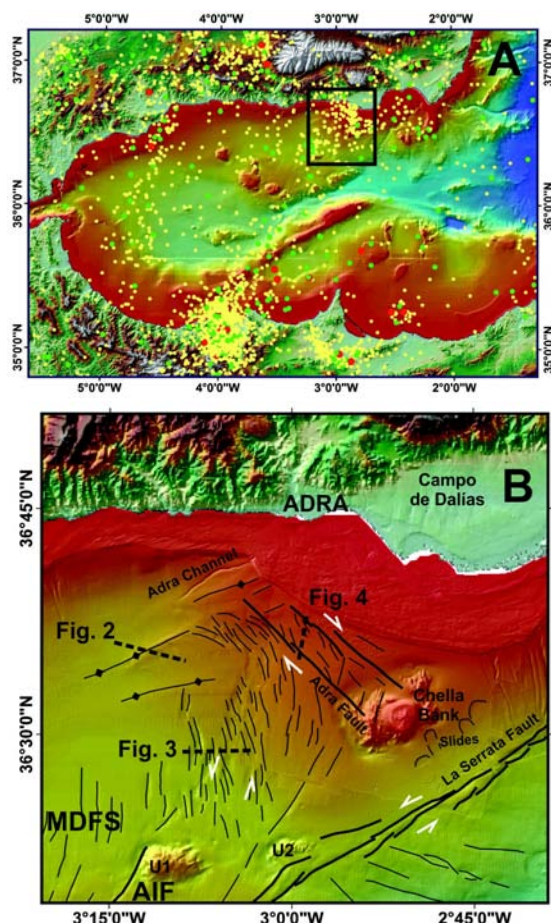


Figure 1: Earthquake location of magnitude >3 in the Alboran Sea (1990-2010) region taken from the IGN data base (Yellow: M=3-4; Green: M=4-5; Red: M>5) on the EMODNET bathymetric model. The frame corresponds to the study area. B. Structural map of the Adra continental margin and location of Figures 2, 3 and 4 (dotted lines). AIF: Al Idrissi Fault; MDFS: Motril-Djibouti Fault System.

Figura 1: A. Distribución de terremotos de magnitud superior a 3 en la región del Mar de Alborán (1990-2010) tomada de la base de datos del IGN (Amarillo: M= 3-4; Verde: M= 4-5; Rojo: M>5) sobre el modelo batimétrico de la base de datos EMODNET. El recuadro corresponde a la zona de estudio. B. Mapa estructural del margen continental de Adra y localización de las Figuras 2, 3 y 4 (líneas de puntos). AIF: Falla de Al Idrissi; MDFS: Sistema de fallas de Motril-Djibouti.

DATA

A multibeam bathymetry data set which includes surveys acquired with MB 300, 3002 and 710 Kongsberg echosounders, and very high resolution parametric profiles acquired with TOPAS PS18 and ATLAS-PARASOUND sounders have been used. Data was obtained along several surveys developed in the Alboran Basin aboard of the R/V Vizconde de Eza (ALBORAN 1, 2, 3; 500 VIVIENDAS), R/V BIO

Hesperides (SAGAS), R/V Sarmiento de Gamboa (SAGAS bis, MONTERA 0412), R/V Angeles Alvariño (INDEMARES-Seco de Los Olivos_1013). The bathymetric compilation has been done with ArcGis, as well as hill shade, slope, aspect and curvature analysis. Seismic data interpretation has been performed with IHS Kingdom software. As a marker for the determination of fault offsets on Late Pleistocene-Holocene units, it has been used a seismic horizon correlated to well ODP977 where it was dated in 36 ky (Martrat et al., 2004).

RESULTS

The Adra continental slope sector is a smooth promontory breaking the general trend of the margin physiography; this fact is favoured by the presence of three volcanic buildings in the area, located at 27km to SSE, 41km to the S and 46 km to the SSW of Adra (respectively Chella Bank, U2 and U1 in Fig. 1). The Chella Bank, called Seco de los Olivos by fishermen, rises 500m (580-80m water depth). The other two highs rise 100m (U2, 950-850m water depth) and 340m (U1, 920-580m water depth) respectively. These submarine hills are related to morphostructural changes in the margin. From the Chella Bank to the east, the margin shows a general ENE-WSW to NE-SW trend and to the west, the trend is NW-SE; however westwards of Adra the margin shows again a general ENE-WSW trend.

Morphology of the area has a high complexity that results from the interplay between tectonic structures and sedimentary processes, mainly contouritic and mass movements that are out of the present aim. Four seafloor elements related to tectonic structures have been differentiated: longitudinal ridges, linear scarps, tectonic depressions and lines with changes in the slope gradient.

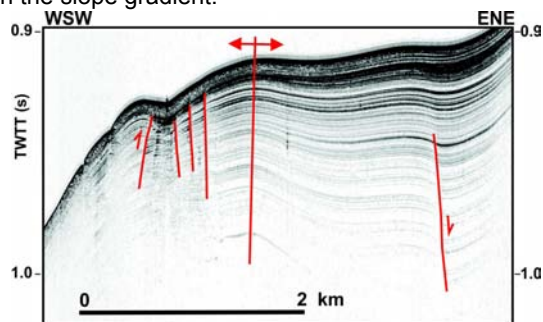


Figure 2: High resolution seismic profile on longitudinal ridges (see Fig. 1B for location) related to folds anticlines.

Figura 2: Perfil sísmico de alta resolución mostrando las crestas longitudinales (ver Fig. 1B para situación), relacionadas con pliegues anticlinales.

i) *Longitudinal ridges.* Three smooth asymmetric ridges of N50-60 are located to the northwest of the studied area (Figs. 1B and 2). From north to south, they have around 7, 13 and 20km length, 30, 75 and 40m of relief northwards, and the gradients of northern flanks are steeper (3.5, 4.5 and 2.5°) than southern ones (2, 2 and 1.5°) which are close to average gradient of the slope. The northern ridge controls the location of the Adra Channel and the surficial expression of the second one is controlled by two high angle inverse faults, which produce offsets

up to 9ms in the upper part of the ridge (Fig. 2). They are interpreted as anticlines folds which affect Quaternary units and deform the seafloor.

It has been located three N55 compressive ridges to the SE of Chella Bank at an intraslope position; they have 8-12km length, 0.5-1.2km width, 5-30m of relief and up to 8° associated gradients. These steeper ridges are part of the surficial expression of the sinistral strike slip fault of La Serrata (Estrada et al., 1997), so called Carboneras Fault (Gràcia et al., 2006), and are push-up swell structures. Two of them appear associated in successive compressive relays and are connected to the third one by means of linear scarps. Their surficial structure is fractured by several reverse high angle faults with up to 16ms offsets on most recent Quaternary units.

ii) *Linear scarps* with varied directions (N30, N55, N130, N165, N-S) and dimensions have been differentiated (Figs. 1B and 3, Table 1). A N30 scarp has differentiated to the SSW of Chella Bank, related to a normal fault which offsets up to 26ms, and joints towards the SW to La Serrata alignment. The N55 scarps are located to the E and SE of Chella Bank (offset), and are associated to La Serrata Fault. The N130 scarps are located to the NW of Chella Bank, related to the Adra Fault and especially in its western termination, and mostly correspond to oblique reverse faults with up to 14ms offsets. The N165 scarps are concentrated in a NNE-SSW corridor which runs to the unnamed secondary hills to the western of Chella Bank; they are generated mainly by normal faults although reverse displacements have been also observed. The displacement reaches up to 15ms offsets on most recent Quaternary units. Finally, the N-S scarps are frequent on the Chella contourite Drift to the W of Chella Bank and their geometry are lightly irregular.

LINEAR SCARPS				
Direction	Length (km)	Relief (m)	Gradient(°)	Gradient trend
N30	8	30	4-5	SW
N55	15	15	6	SE
N130	2.5-5.5	5-15	4-5	SW / NE
N165	3-5	20-40	5-7	W / E
N-S	3.5-6.5	5-15	3	W / E
TECTONIC DEPRESSIONS				
Direction	Length (km)	Relief (m)	Scarps Gradient(°)	Width (km)
N-S	3.8-6.3	10-25	3	2.5
N165	3-5	20-40	5-7	1.5
N130	2.5-3.5	10-25	4-7	1.5-1

Table 1. Morphometric characterization of linear scarps and tectonic depressions identified in the Adra margin.

Tabla 1: Caracterización morfológica de los escarpes lineales de origen estructural y depresiones tectónicas identificados en el margen de Adra.

iii) *Tectonic depressions*. They are longitudinal depressions bounded by two linear scarps, which are related to normal or reverse faults. They have different trends and dimensions (Table 1) and are preferentially located along a NNE-SSW corridor of 5km of width which extends towards the NNE from the hill U2 until the Adra Fault, their trend change from this hill from N-S to NNW-SSE and them to NW-SE. The two first groups correspond to normal faulted

depressions (8-40ms offsets), but the third group are bounded by reverse faults with 5-16ms offsets on most recent Quaternary units (Figs. 1 and 3) which produce an asymmetrical configuration.

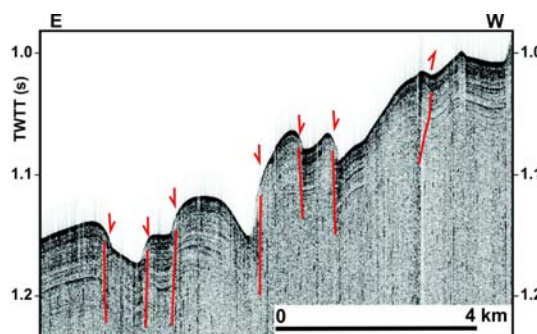


Figure 3: High resolution seismic profile on linear scarps and tectonic depressions (see Fig. 1B for location).

Figura 3: Perfil sísmico de alta resolución sobre los escarpes lineales y las depresiones tectónicas (ver Fig. 1B para situación).

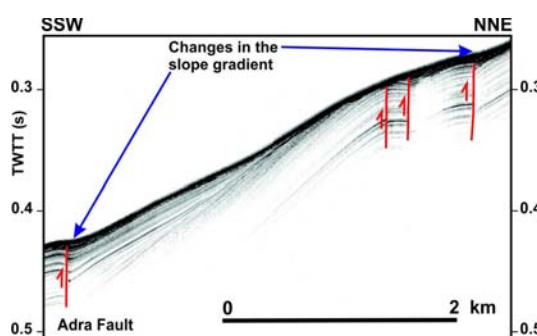


Figure 4: High resolution seismic profile on lines with changes in the slope gradient related to the Adra fault system (see Fig. 1B for location).

Figura 4: Perfil sísmico de alta resolución sobre líneas de cambio de pendiente relacionados con el sistema de fallas de Adra (ver Fig. 1B para situación).

iv) *Lines with changes in the slope gradient*. When the structure has not a main vertical component, the tectonic offsets of seafloor do not always appear well defined, and they could be hidden by the regional gradient of the slope or obliterated by sedimentary processes. In these cases, only linear changes in the gradient maybe observed that could be related to smooth minor scarps or ridges. At least three N130 lines with changes in the slope gradient have been differentiated between Adra and the Chella Bank (Figs. 1B and 4). From SW to NE, the first one have 22km length and is divided in two segments with a relay configuration, the second one have 10km length, and the third one around 8km, but in the two last cases could be obliterate by the Chella contouritic drift and biogenic constructions at the foot of the upper slope. The separation of these faults varies from 3.5 to 1.5km. A clear compressive component is observed on recent Quaternary units with 3 to 9 ms offsets and a vertical component that deforms seafloor (Fig. 4).

DISCUSSION AND CONCLUSIONS

Morphostructural interpretation of bathymetric and seismic reflection profiles allows defining the Late Quaternary tectonics which is responsible of seafloor deformation features observed.

The smooth asymmetric crests at NW sector are interpreted in relation to folded anticlines in high resolution seismic profiles that deform until the seafloor. The deeper structure corresponds to a main NE-SW blind thrust verging to the NW (Comas et al., 1999; Vázquez et al., 2008) that affects at least the Quaternary base; however, Quaternary units are also fractured by high angle reverse faults. This blind reverse fault could in part absorb the compressive regional deformation. The folds of Quaternary units must be linked eastwards to the onland folds defined in Campos de Dalías (Marín-Lechado et al., 2005).

In the eastern sector, the main deformation is related to La Serrata NE-SW sinistral strike slip fault whose seafloor expression varies from longitudinal ridges, to linear faulted scarps and other aligned elements, such as depressions and displaced markers towards the NE (Gràcia et al., 2006). The main longitudinal ridges are interpreted as transpressive pushups bounded by high angle reverse faults. They are just located to the SW of Chella Bank and close to the secondary volcanic hills; their presence could increase the strength of the crust and concentrate compressive deformation in the fault.

Between these two main features, it has been located several structures westwards of Chella Bank. The most important is the NW-SE family of faults, includes the Adra Fault which has been interpreted as a dextral strike slip fault (Gràcia et al., 2012). These faults produce changes on the slope gradient, inflection lines and minor scarps, which are defined from the geomorphic analysis of bathymetry. The Adra Fault is divided in two relay segments, the SE one affecting the Chella Bank. These faults show a compressive vertical component which it is not enough to produce a clear positive morphology on the seafloor. Among these faults there are minor scarps and gradient inflection lines of NNW-SSE to N-S trends which are associated to minor reverse faults and anticlines, but normal faults have been also observed. This configuration could be related to development of R and R' Riedel shears in a dextral strike-slip system. Three submarine slides are located towards the SE of Chella Bank (Fig. 1). They are developed from the Chella Bank in favour of the regional slope, but their NW-SE trend and location in the probable prolongation of the NW-SE strike slip faults through the Chella Bank, could be also an evidence of the modern activity of these faults.

Finally two set of structures are located to the west of Chella Bank between the dextral Adra and the sinistral La Serrata strike slips faults. One set corresponds to a NNE-SSW high deformed corridor constituted by secondary NNW-SSE (N-S to NW-SE) normal and reverse faults, their geometry could be explained in part as a flower shear zone, probably made up by the interference produced by the slope

gradient. The main fault does not affect the seafloor and must be related to the Motril-Djibouti NNE-SSW sinistral strike slip system, whose eastern boundary could correspond to the prolongation of the Al-Idrissi Fault. The other set corresponds to minor high angle N-S reverse faults located mainly on the Chella drift. They developed normal to the dihedral bisector between the two main strike slips faults. Therefore, they could be related to a secondary compressive deformation event, normal to the escape tectonics. The presence of the Chella Bank and their interference to the main fault systems of the region could favour the deformation in this dihedral position.

Acknowledgements: This research is supported by the Spanish MINECO projects MONTERA (CTM2009-14157-C02) and MOWER (CTM2012-39599-C03-02), and the European project Life+ INDEMARES-Seco de Los Olivos. Bathymetric data have been provided also by the "Secretaría General del Mar" (MAGRAMA).

References

- Ballesteros, M., Rivera, J., Muñoz, A., Muñoz-Martín, A., Acosta, J., Carbó, A. & Uchupi, E. (2008). Alboran Basin, Southern Spain. Part II: Neogene tectonics implications for the orogenic float model. *Marine and Petroleum Geology*, 25, 75-101.
- Comas, M.C., Platt, J.P., Soto, J.I. & Watts, A.B. (1999). The origin and tectonic history of the Alboran Basin: insights from Leg 161 results. In Zahn, R., Comas, M.C., and Klaus, A. (Eds.), *Proceeding Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 161, 555-580.
- Estrada, F., Ercilla, G. & Alonso, B. (1997). Pliocene-Quaternary tectonic-sedimentary evolution of the NE Alboran Sea (SW Mediterranean Sea). *Tectonophysics*, 282, 423-442.
- EMODnet portal - <http://www.emodnet-hydrography.eu>
- Gràcia, E., Pallàs, R., Soto, J.I., Comas, M.C., Moreno, X., Masana, E., Santanach, P., Díez, S., García, M. & Danobeitia, J. J. (2006). Active faulting offshore SE Spain (Alboran Sea): Implications for earthquake hazard assessment in the Southern Iberian Margin. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 241, 734-749.
- Gràcia, E., Bartolome, R., Lo Iacono, C., Moreno, X., Stich, D., Martínez-Díaz, J.J., Bozzano, G., Martínez-Loriente, S., Perea, H., Díez, S., Masana, E., Dañoibeitia, J.J., Tello, O., Sanz, J.L., Carreño, E. & EVENT-SHELF Team (2012). Acoustic and seismic imaging of the Adra Fault (NE Alboran Sea) in search of the source of the 1910 Adra earthquake. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 12, 3255-3267, doi:10.5194/nhess-12-3255-2012.
- Marín-Lechado, C., Galindo-Zaldívar, J., Rodríguez-Fernández, L.R., Serrano, I. & Pedrera, A. (2005). Active faults, seismicity and stresses in an internal boundary of a tectonic arc (Campo de Dalías and Níjar, southeastern Betic Cordilleras, Spain). *Tectonophysics*, 396, 81-96.
- Martínez-García, P., Comas, M., Soto, J.I., Lonergan, L. & Watts, A.B. (2013). Strike-slip tectonics and basin inversion in the Western Mediterranean: the Post-Messinian evolution of the Alboran Sea. *Basin Research* 25, 1-27, doi: 10.1111/bre.12005.
- Martrat, B., Grimalt, J.O., López-Martínez, C., Cacho, I., Sierro, F.J., Flores, J.A., Zahn, R., Canals, M., Curtis, J.H., Hodell, D.A. (2004). Abrupt Temperature Changes in the Western Mediterranean over the Past 250,000 Years. *Science*, 306 (5702), 1762-1765.
- Stich, D., Martín, R. & Morales, J. (2010). Moment tensor inversion for Iberia-Maghreb earthquakes 2005-2008. *Tectonophysics*, 483, 390-398.
- Vázquez, J.T., Vegas, R. & Medialdea, T. (2008). Estructuras recientes de deformación en el margen continental del mar de Alboran (Sector Benalmádena-Adra). *Geo-Temas*, 10, 595-598.



INVERSIÓN TECTÓNICA RECIENTE DE LA ZONA CENTRAL DE ALBORÁN

Recent tectonic inversion of the Central Alboran Zone

F. Estrada (1), J.T. Vázquez (2), G. Ercilla (1), B. Alonso (1), E. d'Acremont (3), C. Gorini (3), M. Gómez (4), M.C. Fernández-Puga (5), A. Ammar (6) y B. El Moumni (7)

(1) Grupo Márgenes Continentales (GMC), Institut de Ciències del Mar de Barcelona (ICM-CSIC), Passeig Marítim de la Barceloneta 37-49, 08003 Barcelona, España. festrada@icm.csic.es; Gemma@icm.csic.es; belen@icm.csic.es.

(2) GMC, Instituto Español de Oceanografía, Centro Oceanográfico de Málaga, Puerto Pesquero s/n, Fuengirola, Málaga, España. Juantomas.vazquez@ma.ieo.es.

(3) GMC, Université Pierre et Marie Curie-Paris 6 ISTEP, Francia. elia.dacremont@upmc.fr; christian.gorini@upmc.fr.

(4) Instituto Español de Oceanografía. Sede Central de Madrid, C/ Corazón de María 8, 28002, Madrid, España. maria.gomez@md.ieo.es.

(5) Facultad de Ciencias del Mar y Ambientales, Universidad de Cádiz, Campus Río San Pedro. 11510 Puerto Real, España. mcarmen.fernandez@uca.es

(6) Université Mohammed V, Agdal Rabat, Marruecos. ammar@fsr.ac.ma.

(7) Abdelmalek Essaadi University, BP. 745 Route de Rabat, Larache, Marruecos. elmoumni@fpl.ma

Resumen: La zona central de la Cuenca de Alborán se caracteriza por presentar los elementos fisiográficos más importantes de Alborán, como son las dorsales de Alborán y Adra que limitan la depresión del Canal de Alborán. Estos elementos morfoestructurales son el resultado de la convergencia de las placas Africana y Euroasiática. El análisis de datos batimétricos y de perfiles de sísmica con diferentes grados de resolución, ha permitido establecer dos fases de deformación recientes: una de carácter transcurrente de salto normal y otra posterior compresiva que produce una inversión tectónica. Esta última fase sería el resultado de la colisión del Bloque tectónico de la Dorsal de Alborán con el de Adra al consumirse el espacio del curso medio del Canal de Alborán.

Palabras clave: Inversión tectónica, Cuenca de Alborán, Plio-Cuaternario.

Abstract: The central zone of the Alboran Basin is characterized by presenting the major physiographic elements, the Alboran and Adra Ridges and the Alboran Channel. These morphostructural elements result from the convergence of the african and eurasian plates. Two recent phases of deformation have been differentiated, one predominantly transcurrent with normal component and a subsequent compression that produced a tectonic inversion. The later phase results from the collision of the Alboran Ridge block against the Adra's one.

Key words: Tectonic inversion, Alboran Basin, Plio-Quaternary.

INTRODUCCIÓN

La Cuenca de Alborán es una zona tectónicamente activa tal y como sugieren los terremotos recientes y las numerosas estructuras tectónicas, como fallas y pliegues que se observan en la superficie del fondo marino actual (Martínez-García et al., 2011). Algunas de ellas, como la falla de La Serrata, presentan un recorrido de más de 90 km, o como la Dorsal de Alborán de aproximadamente 105 km (Fig. 1). Es en la zona central de la Cuenca de Alborán donde se concentran el mayor número de estructuras tectónicas (Fig. 1), aunque la ocurrencia de terremotos es de baja frecuencia y en general de intensidad moderada (Martínez-García et al., 2011). A pesar de la importancia geológica de esta zona central para comprender la evolución tectónica reciente de la Cuenca de Alborán, pocos estudios le han prestado atención. En la presente comunicación se presentan varias estructuras tectónicas situadas al norte de la Dorsal de Alborán y se analiza su significado en el contexto de la dinámica tectónica de la zona central de la Cuenca de Alborán.

SITUACIÓN GEOLÓGICA

La configuración tectónica de la Cuenca de Alborán resulta de la convergencia entre las placas de África

y Eurasia, quedando el Dominio de Alborán atrapado entre ambas (Comas et al., 1999). La zona central del Mar de Alborán presenta los principales elementos morfoestructurales de la Cuenca de Alborán. La configuración de esta zona se caracteriza por una depresión central (Canal de Alborán) bordeada por dos altos de origen tecto-volcánico, la Dorsal de Adra al norte y la de Alborán al sur (Fig. 1), siendo esta última el desnivel más importante de toda la cuenca, llegando a aflorar en la Isla de Alborán (1850 m). En conjunto estos elementos morfológicos presentan una dirección SO-NE, presentando el Canal de Alborán una longitud de 75 km y una anchura que varía entre 20 y 10 km, siendo la más estrecha la zona central. La configuración actual de estos elementos morfoestructurales es el resultado de una activa tectónica Plio-Cuaternaria (Estrada et al., 1997; Martínez-García et al., 2011; Martínez-García et al., 2013) que se inició con la inversión tectónica de la Cuenca de Alborán a finales del Tortonense (Bourgeois et al., 1992; Woodside y Maldonado, 1992, entre otros).

DATOS

El presente estudio se ha realizado mediante el análisis de datos batimétricos de multihaz (SIMRAD

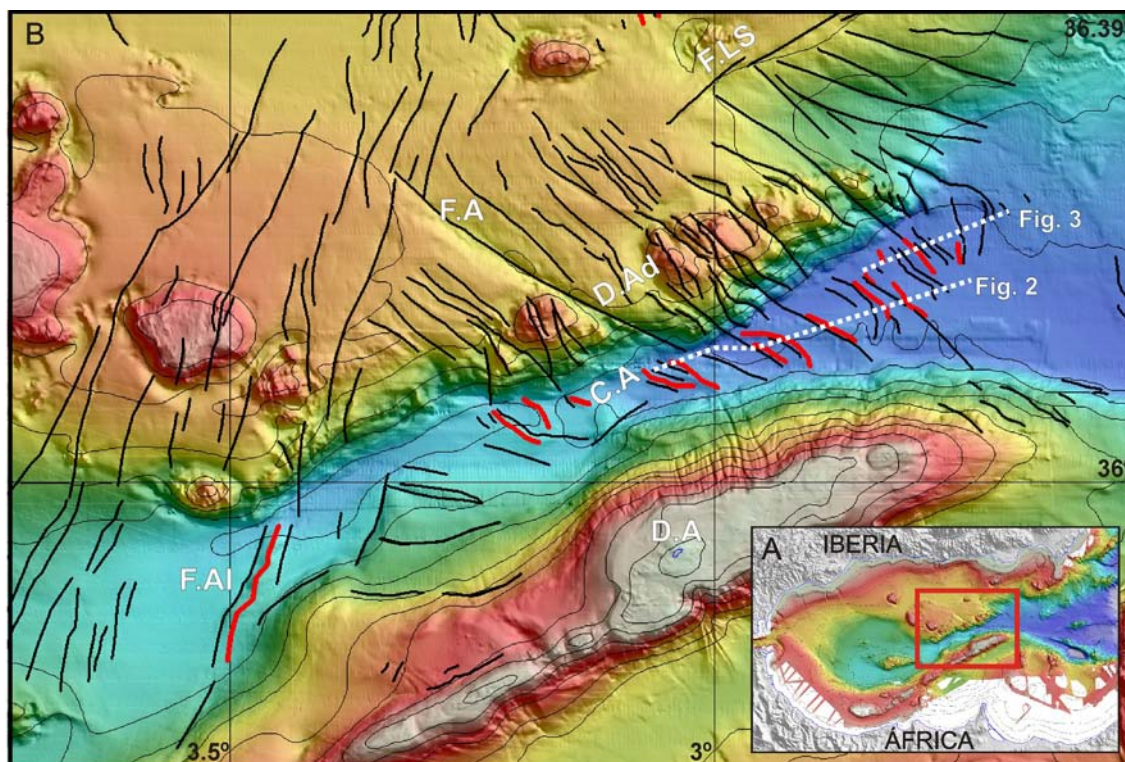


Figura 1: Mapa batimétrico de la zona central de la Cuenca de Alborán con la cartografía tectónica de las principales estructuras. A) Batimetría de la Cuenca de Alborán indicando la zona de estudio. B) fallas (negro) y pliegues (rojo) principales. Leyenda: FLS falla de La Serrata; F.A falla de Averroes; F.AI falla de Al-Idrisi; D.A Dorsal de Alborán; D.Ad Dorsal de Adra y C.A Canal de Alborán.

Figure 1: Bathymetric map of the central Alborán Basin zone with the main tectonic structures, A) Alborán Basin bathymetry showing the studied area. B) main faults (black) and folds (red). Legend: FLS Serrata fault; FA Averroes fault; F.AI Al-Idrisi fault; D.A Alborán Ridge; D.Ad Adra Ridge and C.A Alborán Channel.

EM12, EM300 y ATLAS HYDROSEEP; datos de la Secretaría General del Mar, MAGRAMA; Campañas Montera, Marsibal y Sagasbis), de perfiles sísmicos de cañones de aire comprimido y de perfiles de sonda paramétrica de muy alta resolución TOPAS y Atlas Parasound que se han obtenido a lo largo de varias campañas oceanográficas (Conrad, Tyro, GC-90-1, He 91-36, Darwin, Mvseis, Marsibal, Sagas, Sagasbis, Marlboro, Montera).

RESULTADOS

El estudio detallado de la batimetría de la zona central de Alborán indica la existencia de varias lineaciones de dirección NO-SE en la superficie del fondo marino tanto en la dorsal de Adra como en el Canal de Alborán (Fig. 1). La mayoría de las fallas NO-SE presentan un salto normal que varía desde 557 ms (tiempo doble, td) hasta menos de 10 ms (td), con planos de falla subverticales y en algunos casos con vergencias opuestas en un mismo plano (Fig. 2). En la mayor parte de los casos el bloque de techo está hundido y se sitúa en el lado Este de la falla, sobre todo en la zona de influencia de los altos estructurales, aunque en algunos casos se sitúa en el lado Oeste coincidiendo con el desarrollo de grabens y en zonas con una potente cobertera plio-cuaternaria (Fig. 2). También se observan fallas asociadas a un abombamiento del basamento acústico que en algunos casos también afecta a la superficie del fondo marino (Fig. 2). Las fallas de dirección NO-SE que se observan tanto en el Canal de Alborán como en la Dorsal de Adra aparentemente no presentan solución de

continuidad, aunque es probable que se traten de las mismas estructuras cortando los dos dominios. Evidencias de ello se encuentran en la falla de Averroes que produce un escarpe de falla en la superficie actual del fondo marino, indicando claramente que esta falla continúa en el Canal de Alborán. Asimismo, la coincidencia en el trazado de las fallas en las dos zonas y su proximidad refuerza la idea de su continuidad lateral.

También se observan varios pliegues de dirección NO-SE que presentan un trazado curvo en el Canal de Alborán (Fig. 1). En esta zona, el fondo marino se caracteriza por una superficie ondulada relacionada con pliegues que en profundidad se entroncan con fallas (Fig. 2) que en algunos casos forman sucesiones de horsts y grabens que producen saltos de la superficie del fondo marino de hasta 13 m (Fig. 3). En el extremo Este del Canal de Alborán varios pliegues están asociados al abombamiento de la secuencia Plio-Cuaternaria, así como estructuras transpresivas que afectan también al basamento mioceno (Fig. 2). Localmente, en los depósitos basales del Plioceno junto con el Mioceno se observan cabalgamientos que coinciden en la vertical con fallas subverticales (Fig. 2). Otras evidencias se encuentran en los grabens del Canal de Alborán donde se observa que el bloque hundido se encuentra actualmente plegado formando una estructura convexa y presentando en profundidad, cerca del Mioceno, una zona altamente deformada por fallas y pliegues. Otros indicadores los

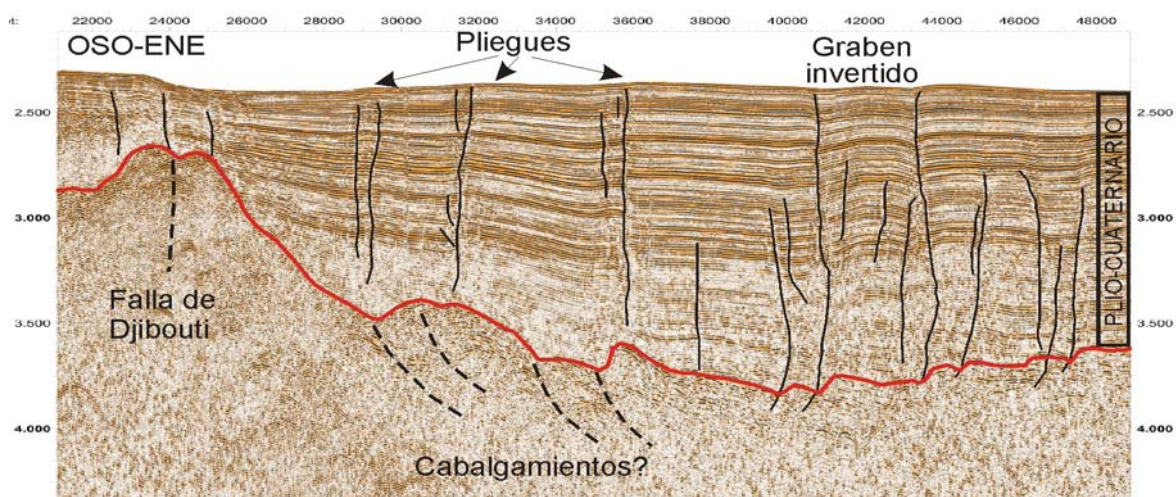


Figura 2: Perfil sísmico de cañones de aire comprimido de la zona este del Canal de Alborán ilustrando las estructuras tectónicas descritas en el texto. Escala vertical en milisegundos (tiempo doble). El horizonte rojo se corresponde con la base del Plio-Cuaternario. Escala horizontal en metros. Situación del perfil en la figura 1.

Figure 2: Airgun seismic profile of the eastern Alboran Channel showing the tectonic structures explained in text. Vertical scale in milliseconds (two-way travel time). Red horizon corresponds with the Plio-Quaternary base. Horizontal scale in meters. Profile location in figure 1.

encontramos en el contacto plegado de los depósitos Plio-Cuaternarios con la Dorsal de Adra y en el basculamiento de los mismos hacia el norte en el contacto con la Dorsal de Alborán en la zona central del Canal de Alborán, y al oeste de dicha dorsal (Martínez-García et al., 2013).

DISCUSIÓN

La interpretación de las estructuras descritas anteriormente, sugieren que la evolución tectónica reciente del extremo norte de la Dorsal de Alborán, durante el Cuaternario, está caracterizada por la existencia de dos fases de deformación. Una primera fase, caracterizada por el desarrollo de fallas de dirección de componente normal NO-SE, que afectan al Canal de Alborán y a la Dorsal de Adra, formando en algunos casos sistemas de grabens y semigrabens (Fig. 2) como los observados al oeste de la Dorsal de Adra por Martínez-García et al., (2013). La segunda fase de deformación se

caracteriza por una inversión tectónica de las fallas anteriores, por la formación de pliegues NO-SE en el Canal de Alborán, por el plegamiento de algunas de las estructuras previas y por el basculamiento de la serie Plio-Cuaternaria en el Canal de Alborán.

Estas dos fases se desarrollan en un contexto de convergencia WNW-ESE entre las placas africana y euroasiática. La primera fase se caracteriza por un régimen transtensivo continuación de la tectónica transcurrente Plio-Cuaternaria (Estrada et al., 1997; Martínez-García et al., 2013) y producida por el empuje hacia el norte del Bloque de la Dorsal de Alborán (Vegas et al., 2008), que favorece una progresiva reducción de la anchura del Canal de Alborán y un escape hacia las cuencas Este y Oeste de Alborán (Vegas, 1992; Maldonado et al., 1992). La segunda fase, de inversión tectónica, correspondería a un bloqueo del desplazamiento hacia el norte del bloque de la Dorsal de Alborán al colisionar con el bloque de la Dorsal de Adra y al consumirse el espacio del curso medio del Canal de

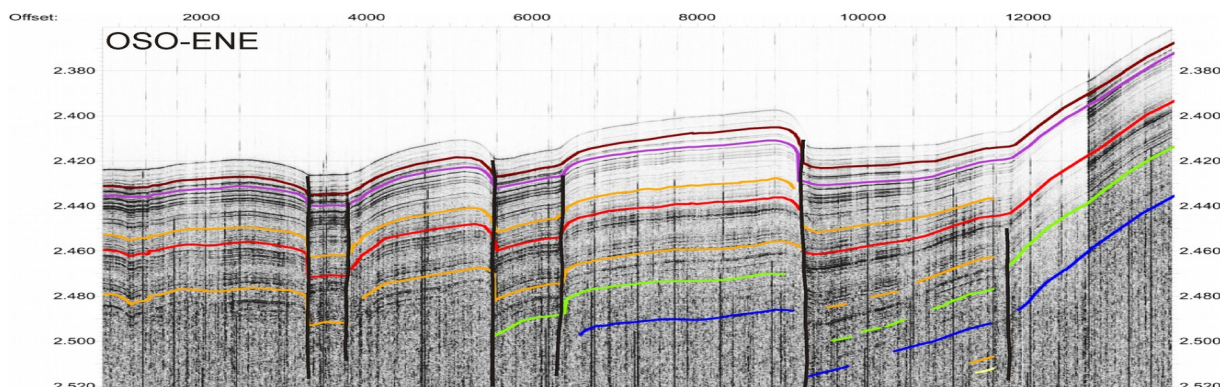


Figura 3: Perfil paramétrico de muy alta resolución mostrando un sistema de horst-graben en el extremo este del Canal de Alborán. Leyenda: los horizontes se corresponden con edades, marrón 20.590 a; morado 36.150a; naranja 124.060a; rojo 155.360a; naranja 269.000a; verde 269.000a; azul 429.000a. Escala horizontal en metros y vertical en milisegundos (tiempo doble). Situación del perfil en la figura 1.

Figure 3: Very high resolution parametric profile showing a horst-graben system in the easternmost Alboran Channel. Legend: horizons corresponds with ages, brown 20.590y; purple 36.150y; orange 124.060y; red 155.360y; orange 269.000y; green 269.000y; blue 429.000y. Horizontal scale in meters and vertical in milliseconds (two-way travel time) Profile location in figure 1.

Alborán. Como resultado, la deformación se reajustaría mediante la rotación de bloques tectónicos (Estrada et al., 1997), el basculamiento de los depósitos plio-cuaternarios, el plegamiento de las estructuras previas y la formación de fallas inversas. Así, el avance del bloque de la Dorsal de Alborán se desplaza del curso medio del Canal de Alborán hacia los extremos. En el extremo Este, el desplazamiento es absorbido por la falla de Yusuf y por las estructuras descritas en la presente comunicación, mientras que en la zona Oeste, más activa, el desplazamiento es canalizado a través de la falla sinistral de Al-Idrisi y genera el sistema de fallas NNE-SSO (Martínez-García et al., 2013), que desplaza a las fallas NO-SE.

Agradecimientos: El presente trabajo se enmarca dentro de los proyectos de investigación: MOWER (CTM2012-39599-C03-02), MONTERA (CTM2009-14157-C02-02) y Actions Margins Program. Los autores agradecen las constructivas contribuciones de J.I. Soto.

Referencias bibliográficas

- Bourgeois, J., Mauffret, A., Ammar, A. & Demnati, A. (1992). Multichannel Seismic Data Imaging of Inversion Tectonics of the Alboran Ridge (Western Mediterranean Sea). *Geo-Mar. Lett.*, 12, 117–122.
- Estrada, F., Ercilla, G. & Alonso, B. (1997). Pliocene-Quaternary tectonic-sedimentary evolution of the NE Alboran Sea (SW Mediterranean Sea). *Tectonophysics*, 282, 423–442.
- Comas, M. C., Platt, J. P., Soto, J. I. & Watts, A. B. (1999). The origin and tectonic history of the Alboran Basin: Insights from Leg 161 results. En: R. Zahn, M.C. Comas and A. Klaus (Eds). *Proc. ODP. Sci. Results*. 161: 555-580. doi:10.2973/odp.proc.sr.161.262.199
- Martínez-García, P., Soto, J.I. & Comas, M. (2011). Recent structures in the Alboran Ridge and Yusuf fault zones based on swath bathymetry and sub-bottom profiling: evidence of active tectonics. *Geo-Mar. Lett.*, 31, 16–39. doi:10.1007/s00367-010-0212-0.
- Martínez-García, P., Comas, M., Soto, J.I., Lonergan, L. & Watts, A.B. (2013). Strike-slip tectonics and basin inversion in the WesternMediterranean: the Post-Messinian evolution of the Alboran Sea. *Basin Research* (2013) 25, 1–27, doi: 10.1111/bre.12005.
- Vegas, R. (1992) Sobre el tipo de deformación distribuida en el contacto entre África y la Península Ibérica. *Física de la Tierra*, 4: 41-56.
- Vegas, R., Medialdea, T. & Vázquez, J.T. (2008) Sobre la naturaleza del límite de placas actual entre la Península Ibérica y el norte de África. *Geo-Temas*, 10 (SP1010): 1535-1538.
- Woodside, J.M. & Maldonado, A. (1992). Styles of compressional neotectonics in the Eastern Alboran Sea. *Geo-Mar. Lett.*, 12, 111–116.



EVIDENCES OF QUATERNARY ACTIVE FAULTS ACROSS THE DJIBOUTI HIGH AND THE ADRA RIDGE (ALBORAN SEA)

Evidencias de fallas activas cuaternarias a través del Alto de Djibouti y de la Cresta de Adra (Mar de Alboran)

H. Perea (1), E. Gràcia (1), R. Bartolomé (1), L. Gómez de la Peña (1), S. Martínez-Loriente (1), X. Moreno (1), B. De Mol (1), Tello, O. (2), Ballesteros, M. (2) and EVENT-DEEP cruise party (3)

(1) Barcelona-CSI, Dpt.. Geociències Marines, Institut de Ciències del Mar-CISC, Psg. Marítim de la Barceloneta, 37-49. 08003-Barcelona, Spain. hperea@icm.csic.es

(2) Instituto Español de Oceanografía, Corazón de María, 8. 28002-Madrid, Spain.

(3) C. Lo Iacono (NOC, UK); M. Farran and E. Rubio (ICM CSIC, Spain); X. Tubau (Univ. Barcelona, Spain); J. Duarte (INETI, Portugal); M. El Basri (Univ. Kenitra, Morocco); P. Martínez-García and M.J. Román Alpieste (IACT CSIC-UGR, Spain); S. Polizzi (Univ. Palermo, Italy).

Resumen/resumo: Una fracción de la deformación producida por la convergencia entre las placas de Nubia y Eurasia es acomodada en la cuenca del Mar de Alborán por diferentes sistemas de fallas. En los mapas batimétricos de alta resolución hemos identificado varios lineamientos con dirección NE-SW a través del Alto de Djibouti. Estos lineamientos, destacando entre ellos el correspondiente a la falla de Djibouti, tienen longitudes de hasta 30 km y aparentemente desplazan la Cresta de Adra en sentido lateral derecho. Los perfiles de sismica multicanal de alta resolución adquiridos en la zona muestran que estos lineamientos corresponden a fallas que están rompiendo los reflectores correspondientes a las unidades Plio-Cuaternarias y en algunos casos incluso la superficie del fondo marino. Por lo tanto, estos lineamientos están asociados a fallas activas Cuaternarias y su localización y caracterización ayuda a mejorar nuestro conocimiento sobre la peligrosidad sísmica y de tsunamis alrededor del Mar de Alborán.

Palabras clave: Fallas activas; Fallas direccionales, Mar de Alborán, Métodos geofísicos.

Abstract: A small amount of the total strain produced by the convergence between the Nubian and Eurasian plates is accommodated in the Alboran Sea basin by different fault systems. High resolution bathymetric maps show several NE-SW lineaments across the Djibouti High, among them the Djibouti fault, that have lengths up to 30 km and are apparently offsetting the Adra Ridge in a right-lateral movement. High-resolution multichannel seismic profiles acquired in the area show that these lineaments correspond to faults that are displacing the reflectors corresponding to the Plio-Quaternary units and some of the faults affect the seafloor. Therefore, these lineaments are associated to Quaternary active faults and their location and characterization improves our knowledge about earthquake and tsunami hazard around the Alboran Sea.

Key words: Active faults, Strike-slip faults, Alboran Sea, Geophysical methods.

INTRODUCTION

The NW-SE convergence (4-5 mm/yr) between the Nubian and Eurasian plates controls the present-day crustal deformation along the southern Iberian and northern African margins (Koulali et al., 2011). The strain due to this convergence is accommodated over a wide deformation zone with significant seismic activity (figure 1). Although seismicity is mainly characterized by low to moderate magnitude events, large and destructive earthquakes as the 1522 Almería (IEMS98 IX) or the 1910 Adra (IEMS98 VIII) have occurred in the region (Martínez Solares and Mezcuá, 2002; Buforn et al., 1995; Stich et al., 2010).

The Alboran Sea basin is interpreted as a Neogene marine back-arc basin generated by crustal extension associated to the subduction in the Gibraltar Arc (Comas et al., 1999; Booth-Rea et al., 2007). During the Late Miocene the stress field changed from extension to contraction resulting in the present tectonic and physiographic configuration of the Alboran Sea (Comas et al., 1999; Gràcia et al., 2006; Ballesteros et al., 2008). The main active structures in the region are strike slip and thrust faults (figure 1), as the Yusuf, Carboneras or Alboran Ridge fault systems (Gràcia et al., 2006;

Martínez-García et al., 2011; Ballesteros et al., 2008; Martínez-García et al., 2013). Nevertheless, the bathymetric maps (figure 1) and the seismic profiles acquired in the area show the presence of a number of smaller faults, that are probably active given their geomorphic expression (Gràcia et al., 2006; Gràcia et al., 2012; Martínez-García et al., 2011; Martínez-García et al., 2013; Ballesteros et al., 2008). Their location and characterization by means of active tectonics and submarine paleoseismological studies is essential to significantly improve our knowledge about earthquake and tsunami hazards along the surrounding Alboran Sea coastal areas.

The bathymetry of the central Alboran Sea shows a number of lineaments with direction N120E that are crossing the Djibouti High and Adra Ridge, being the most evident the one corresponding to the Djibouti fault (figures 1 and 2). The main objectives of this study are a) to describe the seafloor morphology of the area, and b) characterize the active faults, their geometry and kinematics.

DATA AND METHODS

The exploration of offshore active faults needs the integration of different geophysical acoustic methods

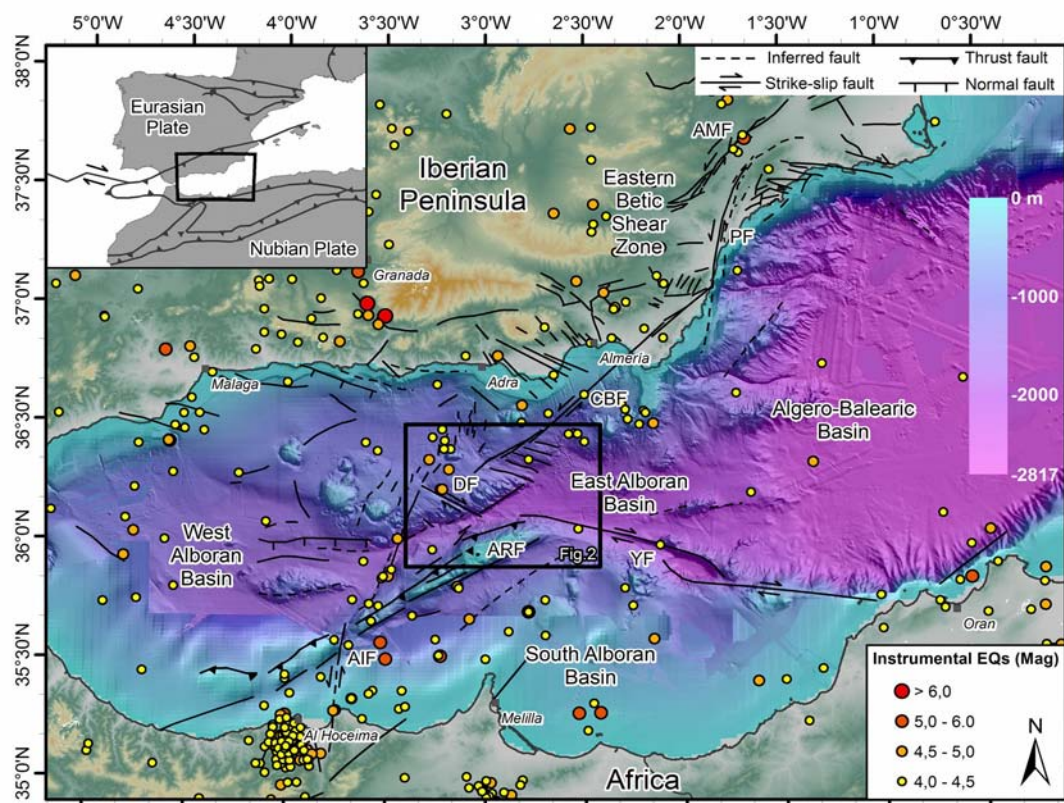


Figura 1: Mapa batimétrico y topográfico de la región del mar de Alborán construido a partir de mallas digitales suministrados por SRTM-3; GEBCO, el IEO (Ballesteros et al., 2008; Muñoz et al., 2008) and MEDIMAP (MEDIMAP Group et al., 2008). Los epicentros de los terremotos instrumentales se han obtenido del catálogo del IGN (2013). AIF: Falla de Alhama de Murcia; ARF: Falla del Alto de Alborán; CBF: Falla de Carboneras; DF: Falla de Djibouti; PF: Falla de Palomares; YF: Falla de Yusuf. Inserción: Contexto tectónico del límite entre las placas de Eurasia y Nubia (modificado de Serpelloni et al., 2007).

Figure 1. Bathymetric and topographic map of the Alboran Sea region constructed from digital grids released by SRTM-3, GEBCO, IEO (Muñoz et al., 2008; Ballesteros et al., 2008) and MEDIMAP (MEDIMAP Group et al., 2008). Epicenters of instrumental earthquakes obtained from the IGN (2013) catalogue. AIF: Al-Idrissi fault; AMF: Alhama de Murcia fault; ARF: Alboran Ridge Fault; CBF: Carboneras fault; DF: Djibouti fault; PF: Palomares fault; YF: Yusuf fault. Inset: Plate tectonic setting along the boundary between Eurasian and Nubian plates (modified from Serpelloni et al., 2007).

covering a wide range of resolution (Bartolome et al., 2012; Gràcia et al., 2012; Martínez-Loriente et al., 2013). On one hand, swath-bathymetric maps depict the physiographic features of the seafloor and allow us to identify morphologic lineaments that could correspond to surface ruptures or escarpments of active faults. On the other hand, seismic profiles enable us to determine the geometry of the faults and the seismo-stratigraphic units displaced by each fault. Especially shallow very high resolution seismic profiles allow to find evidences for past seismic activity, paleoearthquakes (Barnes and Pondard, 2010; Brothers et al., 2009).

Bathymetric map used in this study has a 70m grid size and corresponds to a multibeam compilation including data from different resolutions, cruises and institutions (figures 1 and 2). High resolution multichannel seismic profiles (HR-MCS) were acquired during the IMPULS (2006) and EVENT-DEEP (2010) cruises (figure 2). These profiles have NE-SW to ENE-WSW orientation which is perpendicular to the main faults trends. Their acquisition window is 4 seconds, but the penetration

is limited to 2s as the objective was to image the shallow section. These profiles are very suitable for this study as they allow interpreting key seismo-stratigraphic units. During the seismic survey in parallel, parametric sub bottom profiles were acquired. These profiles give a very high resolution seismic image up to 200 m of the sedimentary cover. The combined and integrated data set allow having a good control on the displacement and geometry of the faults from surface to subsurface evaluation.

FIRST RESULTS AND FUTURE PERSPECTIVES

The main morphological features observed in the bathymetric map of the study area (figures 1 and 2) are: a) the NE-SW highs corresponding to the Alboran and Adra ridges; b) the Alboran Channel an NE-SW elongated and narrow flat area, bounded by the previous ridges, that connects the West and the East Alboran basins; c) the extensive flat areas corresponding to the East Alboran Basin and the Djibouti High; d) the Almeria Channel and its fan; and e) three different lineament directions, NE-SW, NNW-SSE and NW-SE.

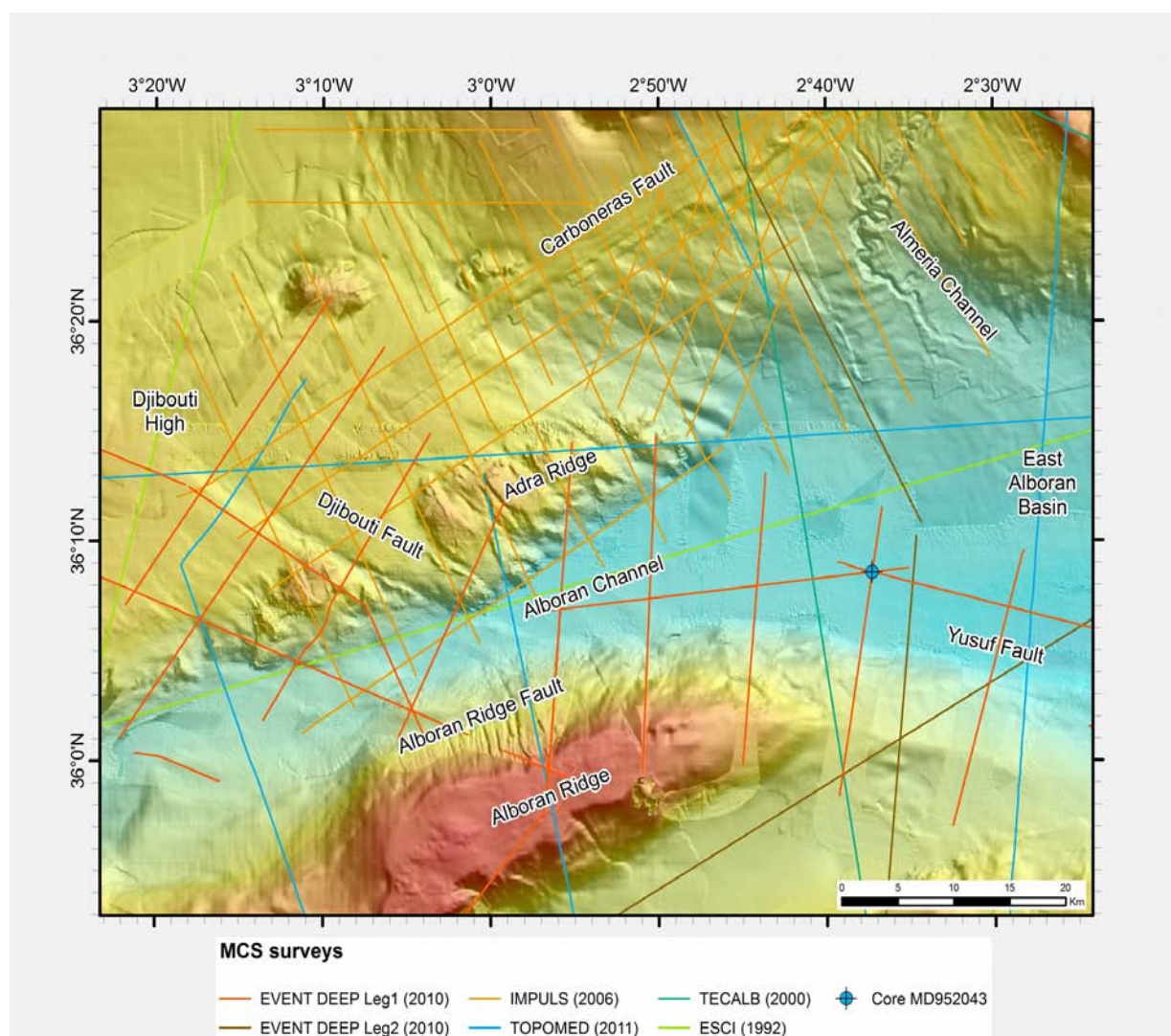


Figura 2: Mapa batimétrico de la zona central del mar de Alborán (ver localización en la figura 1) construido a partir de diferentes mallas digitales obtenidas durante las campañas IMPULS; EVENT-DEEP y TOPOMED y las proporcionadas por el IEO (Ballesteros et al., 2008; Muñoz et al., 2008) y MEDIMAP (MEDIMAP Group et al., 2008). Las líneas de colores muestran la localización de los perfiles de sísmica multicanal de alta resolución (HR-MCS) adquiridos en la zona durante diferentes campañas oceanográficas.

Figure 2. Bathymetric map of the central Alboran Sea (see location in figure 1) constructed from digital grids obtained during the IMPULS, EVENT-DEEP and TOPOMED cruises and released by IEO (Muñoz et al., 2008; Ballesteros et al., 2008) and MEDIMAP (MEDIMAP Group et al., 2008). Color lines depict the localization of high-resolution multichannel seismic profiles (HR-MCS) acquired in the area during different oceanographic surveys.

The main NE-SW lineaments correspond to the Carboneras (Gràcia et al., 2006) and Alboran Ridge faults (Martínez-García et al., 2011). The approximately NNW-SSE lineaments have been interpreted as a number of closely spaced, en-echelon transtensional short faults (Gràcia et al., 2012). Finally, the NW-SE lineaments are those corresponding to the Yusuf fault (Martínez-García et al., 2011) and those crossing the Djibouti High and the Adra Ridge. These last lineaments show a length between 25 and 30 km and appear that are offsetting the Adra ridge in a right-lateral movement from hundreds of meters up to few kilometers. The most representative and evident of them is the Djibouti fault (Pérez-Belzuz, 1999).

The HR-MCS profiles across the Djibouti High and the Alboran Channel (dark yellow and orange in figure 2) show a succession of five

seismo-stratigraphic units above the Messinian unconformity (5.3 Ma). These units are bounded by 4 regional reflectors that have been attributed, from bottom to top, to an intra Lower Pliocene discontinuity (4.57 Ma), to the top of the Lower Pliocene (3.6 Ma), to the top of the Upper Pliocene (2.58 Ma) and to the top of the lower Pleistocene (0.79 Ma) (Comas et al., 1999; Booth-Rea et al., 2007; Martínez-García et al., 2013; Martínez-García et al., 2011; Gràcia et al., 2012). These profiles also show that the NE-SW lineaments that go across the Djibouti High correspond to faults that are offsetting all the seismo-stratigraphic units above the Messinian unconformity. Moreover, the parametric sub bottom profiles display that these faults attain the shallower reflectors and, also, that some of them are reaching and offsetting the seafloor demonstrating their Upper Quaternary activity.

The future work will be focused in: a) calculating the lateral and vertical slip rates of the NE-SW fault lineaments, from measuring the lateral displacements observed on the slopes of the Adra Ridge and the vertical displacements of the seismo-stratigraphic units recognized in the HR-MCS profiles; and b) providing new data to review the structural relation between the Djibouti, the Alboran Ridge and the Yusuf faults and, thus, the relations between different crustal domains (Comas et al., 1999; Booth-Rea et al., 2007).

Acknowledgements: The authors acknowledge the support of the Spanish Ministry of Science and Innovation through National Projects IMPULS (REN2003-05996MAR), EVENT (CGL 2006-12861-C02-02) and SHAKE (CGL 2011-30005-C02-02); Acciones Complementarias EVENT-SHELF (CTM 2008-03346-E/MAR) and SPARKER (CTM 2008-03208-E/MAR); and ESF TopoEurope TOPOMED project (CGL 2008-03474-E/BTE). Hector Perea is fellow researcher at ICM-CSIC under the Juan de la Cierva contract nº JCI-2010-07502 funded by the Spanish Ministry of Science and Innovation.

References

- Ballesteros, M., Rivera, J., Muñoz, A., Muñoz-Martín, A., Acosta, J., Carbó, A. & Uchupi, E. (2008). Alboran Basin, southern Spain—Part II: Neogene tectonic implications for the orogenic float model. *Marine and Petroleum Geology*, 25, 75–101.
- Barnes, P.M. & Pondard, N. (2010). Derivation of direct on-fault submarine paleoearthquake records from high-resolution seismic reflection profiles: Wairau Fault, New Zealand. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 11 (11).
- Bartolome, R., Gràcia, E., Stich, D., Martínez-Loriente, S., Klaeschen, D., de Lis Mancilla, F., Lo Iacono, C., Dañoibeitia, J.J. & Zitellini, N. (2012). Evidence for active strike-slip faulting along the Eurasia-Africa convergence zone: Implications for seismic hazard in the southwest Iberian margin. *Geology*, 40, 495–498.
- Booth-Rea, G., Ranero, C.R., Martínez-Martínez, J.M. & Grevermeyer, I. (2007). Crustal types and Tertiary tectonic evolution of the Alborán sea, western Mediterranean. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8 (10).
- Brothers, D.S., Driscoll, N.W., Kent, G.M., Harding, a. J., Babcock, J.M. & Baskin, R.L. (2009). Tectonic evolution of the Salton Sea inferred from seismic reflection data. *Nature Geoscience*, 2, 581–584.
- Bufo, E., Sanz de Galdeano, C. & Udías, A. (1995). Seismotectonics of the Ibero-Maghrebian region. *Tectonophysics*, 248, 247–261.
- Comas, M.C., Platt, J.P., Soto, J.I. & Watts, A.B. (1999). The origin and tectonic history of the Alboran Basin: Insights from Leg 161 results. In: *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* (Zahn, R., Comas, M.C. & Klaus, A. eds.). 161, 555–580.
- Gràcia, E., Bartolome, R., Lo Iacono, C., Moreno, X., Stich, D., Martínez-Díaz, J.J., Bozzano, G., Martínez-Loriente, S., Perea, H., Diez, S., Masana, E., Dañoibeitia, J.J., Tello, O., Sanz, J.L., Carreño, E. & EVENT-SHELF Team (2012). Acoustic and seismic imaging of the Adra Fault (NE Alboran Sea): in search of the source of the 1910 Adra earthquake. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 12, 3255–3267.
- Gràcia, E., Pallàs, R., Soto, J.I., Comas, M., Moreno, X., Masana, E., Santanach, P., Diez, S., García, M., Dañoibeitia, J. & HITS Scientific party (2006). Active faulting offshore SE Spain (Alboran Sea): Implications for earthquake hazard assessment in the Southern Iberian Margin. *Earth and Planetary Science Letters*, 241, 734–749.
- IGN (2013). *Catálogo de terremotos en el área de la Península Ibérica e Islas Canarias* (<http://www.ign.es/ign/layoutln/sismoFormularioCatalogo.do>). Last access October 2013.
- Koulali, A., Ouazar, D., Tahayt, A., King, R.W., Vernant, P., Reillinger, R.E., McClusky, S., Mourabit, T., Davila, J.M. & Amraoui, N. (2011). New GPS constraints on active deformation along the Africa-Iberia plate boundary. *Earth and Planetary Science Letters*, 308, 211–217.
- Martínez Solares, J.M. & Mezcu, J. (2002). *Catálogo sísmico de la Península Ibérica (880 a.C. - 1900)*. Instituto Geográfico Nacional - Monografía nº 18.
- Martínez-García, P., Comas, M., Soto, J.I., Lonergan, L. & Watts, a. B. (2013). Strike-slip tectonics and basin inversion in the Western Mediterranean: the Post-Messinian evolution of the Alboran Sea. *Basin Research*, 25, 361–387.
- Martínez-García, P., Soto, J.I. & Comas, M. (2011). Recent structures in the Alboran Ridge and Yusuf fault zones based on swath bathymetry and sub-bottom profiling: evidence of active tectonics. *Geo-Marine Letters*, 31, 19–36.
- Martínez-Loriente, S., Gràcia, E., Bartolome, R., Sallarès, V., Perea, H., Iacono, C. Lo, Connors, C., Klaeschen, D., Terrinha, P., Dañoibeitia, J.J. & Zitellini, N. (2013). Active deformation in old oceanic lithosphere and significance for earthquake hazard: Seismic imaging of the Coral Patch Ridge area and neighboring abyssal plains (SW Iberian Margin). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14.
- MEDIMAP Group, Loubrieu, B. & Mascle, J. (2008). *Morphobathymetry of the Mediterranean Sea*, Map CIESM Edition.
- Muñoz, A., Ballesteros, M., Montoya, I., Rivera, J., Acosta, J. & Uchupi, E. (2008). Alborán Basin, southern Spain—Part I: Geomorphology. *Marine and Petroleum Geology*, 25, 59–73.
- Pérez Belzuz, F. (1999). *Geología del margen y cuenca del Mar de Alborán durante el Plio-Cuaternario: sedimentación y tectónica*. PhD Thesis. Universitat de Barcelona, Barcelona (Spain).
- Serpelloni, E., Vannucci, G., Pondrelli, S., Argani, A., Casula, G., Anzidei, M., Baldi, P. & Gasperini, P. (2007). Kinematics of the Western Africa-Eurasia plate boundary from focal mechanisms and GPS data. *Geophysical Journal International*, 169, 1180–1200.
- Stich, D., Martín, R. & Morales, J. (2010). Moment tensor inversion for Iberia-Maghreb earthquakes 2005–2008. *Tectonophysics*, 483, 390–398.



SEISMIC HAZARD OF ACTIVE FAULTS IN THE ALBORAN SEA INFERRED FROM SUBMARINE PALEOSISMOLOGY

Potencial sísmico de fallas activas del Mar de Alboran en base a investigaciones de paleosismología marina

Eulàlia Gràcia (1), Rafael Bartolome (1), Hector Perea (1), Ximena Moreno (1), Laura Gómez de la Peña (1), Cesar R. Ranero (2), Claudio Lo Iacono (3), Sara Martínez-Loriente (1), Susana Díez (4), Eulàlia Masana (5) and Juanjo Dañobeitia (4)

(1) Barcelona-CSI, Institut de Ciències del Mar, CSIC, Pg. Marítim de la Barceloneta 37-49, 08003 Barcelona egracia@icm.csic.es

(2) Barcelona-CSI, ICREA at Institut de Ciències del Mar, CSIC, Pg. Marítim de la Barceloneta 37-49, 08003 Barcelona

(3) Marine Geoscience, National Oceanography Centre, European Way, SO14 3ZH Southampton, United Kingdom

(4) Unitat de Tecnologia Marina, CSIC, Pg. Marítim de la Barceloneta 37-49, 08003 Barcelona

(5) RISKINAT, Dpt. Geodinàmica i Geofísica, Universitat de Barcelona, Martí i Franquès s/n, 08028 Barcelona

Abstract: During the last ten years we have carried out successive marine geological and geophysical cruises in the Alboran Sea, where present-day crustal deformation is driven mainly by the NW-SE convergence (4.5-5.6 mm/yr) between the African and Eurasian plates. We present an overview of selected active faults recently characterized in the Alboran Sea. The dataset, from very high-resolution to deep penetration, has been acquired in the frame of national (IMPULS, EVENT and SHAKE) and European projects (WESTMED and TOPOMED-GASSIS). We will mainly focus in a) the southern marine termination of the Eastern Betic Shear Zone, the left-lateral Carboneras Fault; b) the extensional features in the Adra region and southern continuation to the Al-Idrissi fault; and c) the largest structure, the dextral Yusuf fault, lithospheric boundary between crustal domains. Our main goal is to characterize the shallow and crustal structure of these active faults in order to evaluate their seismic potential, which may represent a significant earthquake and potential tsunami hazard for the coasts of Western Europe and North Africa.

Key words: Active faulting, acoustic and seismic imaging, fault seismic parameters, earthquake and tsunami hazard assessment.

INTRODUCTION

Paleoseismology is essential for modern seismic hazard assessment because it helps determine the seismic potential of seismogenic faults over much longer time periods than the instrumental measurements, historical catalogues or onshore paleoseismic records. Paleoseismology studies are traditionally conducted onland from trenches (e.g. Villamor and Berryman, 2001). This is now being developed and applied specifically to the marine environment, enlarging its potential use to highly populated coasts where the hazard associated with earthquakes and tsunamis produced by offshore faults is very high. The methods used in marine and lake paleoseismology are multiscaled, multidisciplinary and use a variety of instrumental and sedimentological techniques. These methods have benefited from the rapid technological developments in seafloor and sub-seafloor imaging and sampling and have resulted in vast improvement in the characterization of timing, location, and magnitude of pre-historical earthquakes that have occurred under water, either at sea or in lakes (Gràcia et al., 2012).

In this work we present an overview on the application of submarine paleoseismology methods to investigate the seismic potential of slow-moving seismogenic faults in the Alboran Sea. For this purpose, we acquired multiscale geological-geophysical data carried out during successive marine surveys in the Alboran Sea within the frame of National (IMPULS, EVENT, SHAKE) and European projects (ESF EuroMargins WESTMED and ESF TopoEurope TOPOMED). We present our main outcomes focusing into two aspects: a) the characterization of the seafloor morphology, structure and kinematics of selected faults; and b) the

obtention of their fault seismic parameters, essential for seismic and tsunami hazard evaluation.

GEOLOGICAL SETTING

The present-day crustal deformation of the southeastern Iberian margin, which includes the Iberian Peninsula and adjacent offshore Mediterranean region, is driven mainly by the NW-SE convergence (4.5-5.6 mm/yr) between the African and Eurasian plates (e.g. DeMets et al., 2010) (Fig. 1). This convergence is accommodated over a wide deformation zone with significant seismic activity south of the Iberian Peninsula (e.g. Bufoern et al., 2004; Stich et al., 2006, 2010). Located at the westernmost Mediterranean, the Alboran Sea is bounded by the Betic and Rif Cordilleras forming the Gibraltar Arc. The Alboran Basin was formed during the early Miocene westward roll-back of the Tethyan slab in a context of Africa-Iberia convergence (e.g. Booth-Rea et al., 2007). Successive extensional and compressional phases from the middle to late Miocene gave way to the present-day configuration with the development of large strike-slip and reverse fault systems (e.g. Morel and Meghraoui, 1996). In the SE Iberian Margin and Alboran Sea, instrumental seismicity is characterized by shallow seismic events of low to moderate magnitude ($M_w < 5.5$) (Bufoern et al., 2004; Stich et al., 2006, 2010). Nevertheless, large destructive earthquakes (MSK Intensity IX-X) some of them with submarine epicentres, have occurred in the Alboran region, as revealed by historical records (Fig. 1).

DATA AND METHODS

The survey methods in submarine paleoseismology are based both on traditional earthquake geology approaches developed inland and on the most advanced methodological and technological developments in marine geosciences, covering a

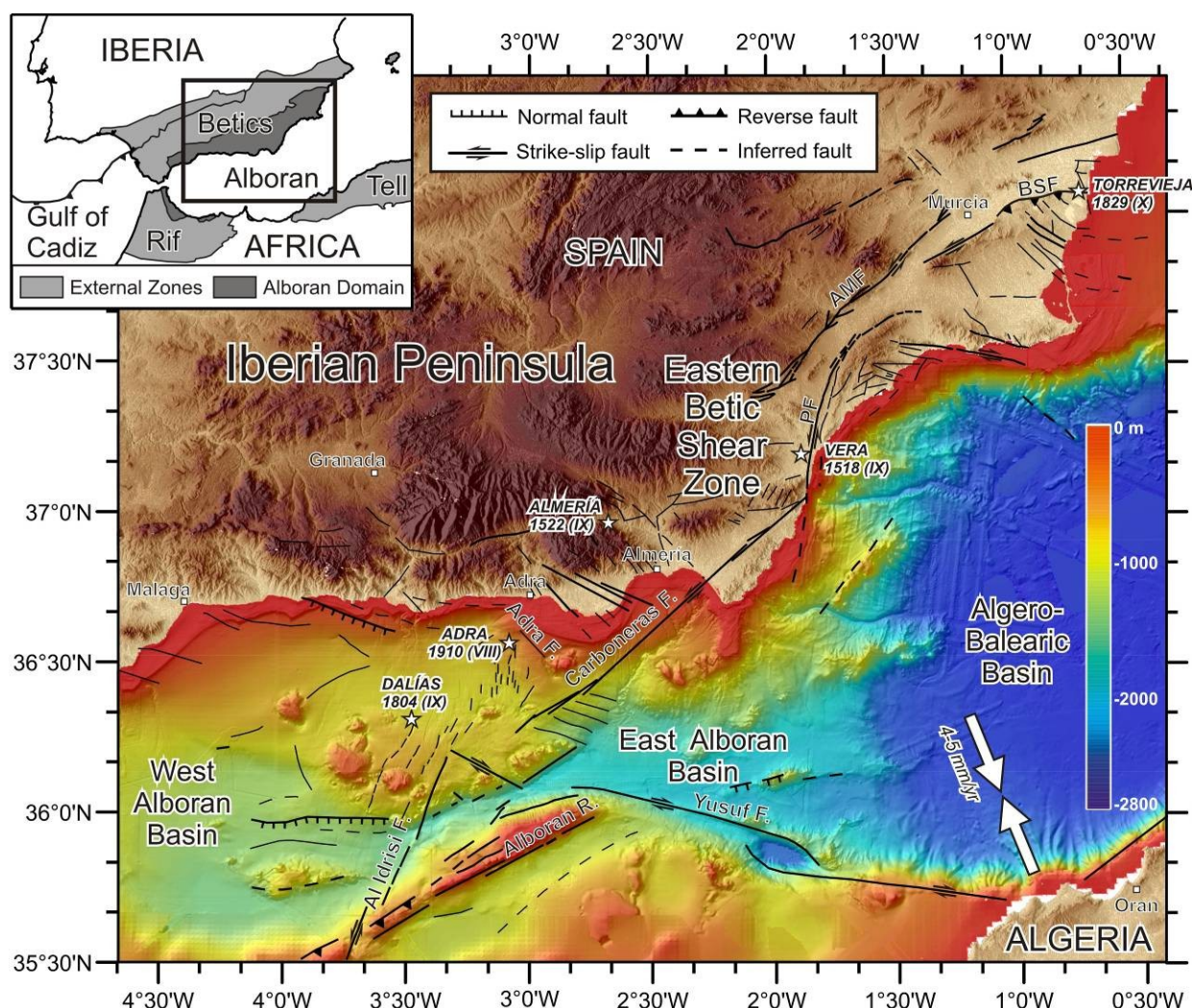


Figure 1. Regional topographic and bathymetric map of the SE Iberian Margin from digital grids by SRTM-3, IEO bathymetry (Ballesteros et al., 2008) and MEDIMAP compilation (MediMap et al., 2008) at ~70 m grid-size. White arrows show the direction of convergence between the Eurasian and African plates from NUVEL1 model (De Mets et al., 2010). Main faults are depicted. BSF: Bajo Segura Fault; AMF: Alhama de Murcia Fault, PF: Palomares Fault. Inset: Plate tectonic setting and main geodynamic domains of the south Iberian Margin at the boundary between Eurasian and African Plates (modified from Gràcia et al., 2012).

wide range of resolution. Fault exploration of active regions offshore integrates the most advanced technologies covering different scales of resolution. Acoustic mapping techniques, such as swath-bathymetry allow us to identify the geomorphological evidence of active faults, such as seafloor ruptures, fault scarps and fault traces (e.g. Gràcia et al., 2003; Gràcia et al., 2006). Seismic imaging methods, especially high-resolution, enable us to detect the stratigraphic evidence of past seismic activity, such as upward decreasingly displaced seismic horizons, folded and faulted reflectors, zones of shearing and discontinuities. When age control is obtained, this enables scientists to establish temporal record of fault activity (Barnes and Pondard, 2010) over pre-historical and geological times.

The present study results from an integration of different types of acoustic and seismic data acquired during the IMPULS (May-June, 2006), EVENT-SHELF (September, 2008), EVENT-DEEP (May-June 2010) and TOPOMED-GASSIS (2011) cruises on board the Spanish RV Hespérides, RV García del Cid and RV Sarmiento de Gamboa,

respectively (Fig. 2). The bathymetric data used for this work correspond to a multibeam compilation including data from different echosounders: Simrad EM300 data from the Spanish Institute of Oceanography (Ballesteros et al., 2008) completed with Simrad EM12S, 180 kHz Elac Nautik SeaBeam 1050D and Atlas Hydrosweep DS (Fig. 2). Digital terrain models at 70 m, and locally, 20 m grid size were obtained.

The seismic data used is multi-scale and includes the following acquisition systems: a) High-resolution sub-bottom profiler (parametric echosounder): TOPAS PS18 and Atlas Parasound P.35; b) Sparker GEO-SPARK SCS: source of 4 to 6 kJ and 9 m long, 24-hydrophone single-channel streamer; c) High resolution MCS: source of 290 c.i. and 300 m long "GeoEel" Geometrics digital streamer with 48 channels (6.25 m channel interval); d) High to medium resolution MCS: 800 c.i. airgun source and 600 m long SerCEL SEAL streamer with 96 channels (6.25 m channel interval); and e) Deep penetration MCS: 3060 ci air-gun source and 5100 m-long Sentinel SerCEL streamer with 408 active sections (12.5 m channel interval).

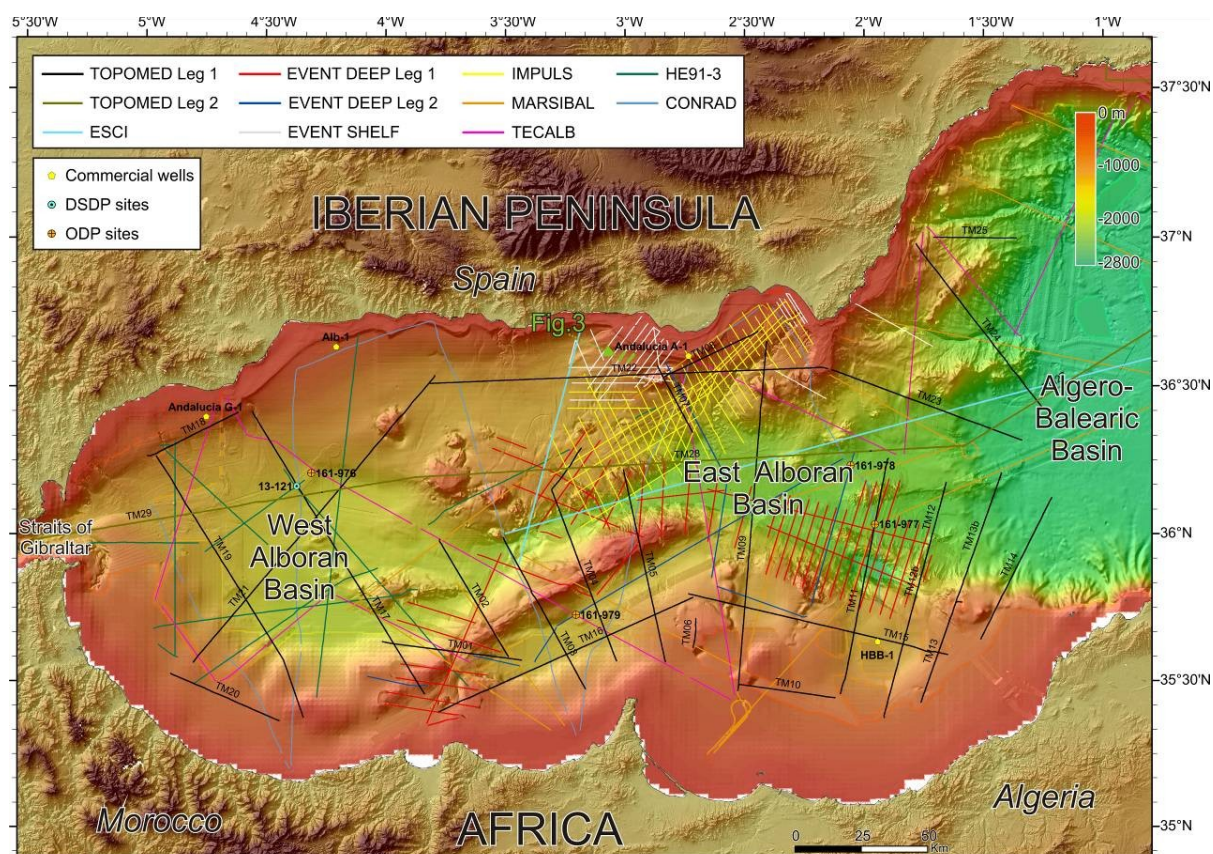


Figure 2. Shaded relief map of the Alboran Sea with the location of high-resolution to deep penetration seismic cruises carried out during the last 20 years. DSDP, ODP and commercial wells are also located. In light green: Location of Figure 3 Sparker profiles.

RESULTS AND DISCUSSION

In the SE Iberian Margin, Quaternary faulting activity is dominated by a large left-lateral strike-slip system referred to as the Eastern Betic Shear Zone (e.g. Bousquet, 1979). This active fault system runs along more than 450 km and its southern termination, the Carboneras Fault, extends further into the Eastern Alboran Sea (Gràcia et al., 2006), towards the area where submarine epicentres of the historical earthquakes of Almería (1522), Dalías (1804) and Adra (1910) are located (Fig. 1).

The offshore Carboneras Fault is a NE–SW-trending upwarped zone of deformation defined by *en echelon* and parallel or sub-parallel fault traces, with a length of 90 km long and a width of 0.5 to 2 km. Two main segments are defined: the northern is 48.5 km long, trends N047° and continues for 50 km onland in approximately the same orientation; and the southern is 39 km long, trends N059 except the southernmost part that trends N050°. Seismostratigraphic units have been established on the basis of seismic facies and discontinuities defined in high-resolution MCS profiles from the Carboneras Fault area (Moreno, 2011). Based on left-laterally offset gullies, a strike-slip rate of 1.3 mm/a was obtained for the Quaternary sequence, which is in agreement with the rates obtained in trenches onshore (Moreno, 2011) and geodetic values (Echeverría et al., 2013). Assuming a surface rupture length of 70 km along the ~ N047 segment (including offshore and onshore) and using the empirical relationships of Wells and Coppersmith (1994), we found out that the Carboneras Fault is a potential source of large magnitude ($M_w \sim 7.2$) events (Gràcia et al., 2006; Moreno, 2011).

To its west, related structures, such as the NNW-SSE trending, closely spaced and short sub-vertical faults (Fig. 1), have also been imaged and investigated using acoustic and multiscale seismic data (TOPAS, Sparker and high-resolution MCS). One of these structures is the Adra Fault, a NW-SE trending 20 km-long fault. Seismic imaging across the structure depicts a sub-vertical fault reaching the seafloor surface and slightly dipping to the NE showing an along-axis structural variability (Fig. 3). Our new data suggest normal displacement of the uppermost units with probably a lateral component. The location, dimension and kinematics of the Adra Fault agree with the fault solution and magnitude of the 1910 Adra Earthquake of estimated M_w 6.0 (Stich et al., 2003), whose moment tensor analysis indicates normal-dextral motion. The fault seismic parameters indicate that the Adra Fault is a potential source of $M_w \leq 6.5$ earthquakes (Gràcia et al., 2012), applying empirical relationships (Wells and Coppersmith, 1994).

At the central Alboran, the Carboneras Fault links towards the SW with other faults, connecting the Al-Idrissi Fault with the north Moroccan margin (Martínez-García et al., 2011), near the location of the 1994 and 2004 Al-Hoceima earthquakes (e.g. Tahayt et al., 2009). The NNE-SSW trending left-lateral Al-Idrissi Fault is an 150 km long structure composed by two main segments. On the MCS profiles, the north Al-Idrissi segment corresponds to a narrow, sub-vertical fault affecting all units and sharply cutting the western flank of the Alboran Ridge (Fig. 1). The south Al-Idrissi segment is characterized by distributed deformation, showing pervasive faulting probably linking with the structures from the

Moroccan shelf and onshore (e.g. Lafosse et al., 2014).

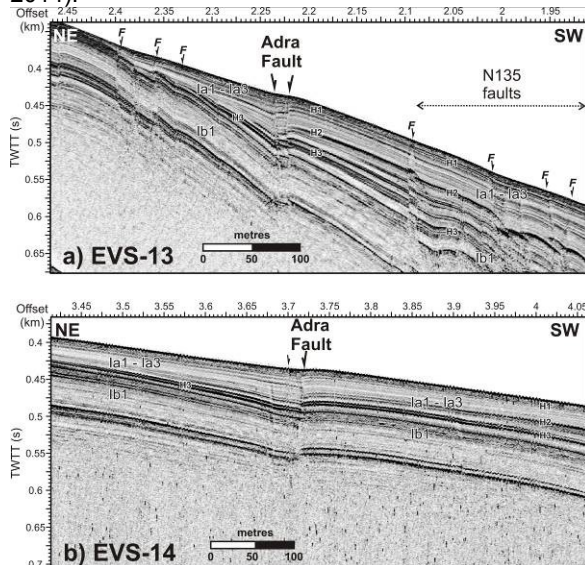


Figure 3. High-resolution Sparker seismic profiles EVS-13 and EVS-14 across the Adra Fault. Age of horizons are: H1: Late Quaternary, H2: Early Quaternary (1.8 Ma), and H3: Late Pliocene (3.6 Ma). Vertical exaggeration at the seafloor ~1.5 (modified from Gràcia et al., 2012).

Finally, the 250 km long WNW-ESE trending dextral strike-slip Yusuf Fault is the largest structure of the Alboran Sea (e.g. Martínez-García et al., 2011). It is composed by two main segments, each of them longer than 100 km, which based on empirical relationships (Wells and Coppersmith, 1994), have a seismic potential to generate Mw 7.4 earthquakes. The segments meet at the Yusuf pull-apart basin. On the high-resolution MCS data, we observe active faulting within the pull-apart basin. On the deep MCS profiles, we have found out that the Yusuf Fault represents a major lithospheric boundary between the thinned continental crust of the Moroccan and Algerian Margin to the south, and the magmatic arc crust of the Eastern Alboran Sea to the north.

In summary, we show that an integrated, multi-scale approach, from very high-resolution to deep penetration systems, helps to identify, characterize and built realistic marine fault source models. The large strike-slip fault systems in the Alboran Sea are able to generate Mw > 6.0 to 7.4 earthquakes, which represent a significant seismic and tsunami hazard to the coasts of Spain and North Africa, and should therefore be considered in any hazard re-evaluation.

Acknowledgements: We acknowledge financial support from MINECO through Projects EVENT (CGL2006-12861-C02-02), SHAKE (CGL2011-30005-C02-02), Acc. Comp. EVENT-SHELF (CTM 2008-03346-E/MAR) and SPARKER (CTM 2008-03208-E/MAR), and European Science Foundation "TopoEurope" TOPOMED project (CGL2008-03474-E/BTE).

References

Ballesteros, M., Rivera, J., Muñoz, A., Muñoz-Martín, A., Acosta, J., Carbó, A. & Uchupi, E. (2008). Alboran Basin, southern Spain: Neogene tectonic implications for the orogenic float model. *Mar. Petr. Geol.*, 25, 75–101.

Barnes, P.M. & Pondard, N. (2010). Derivation of direct on-fault submarine paleoearthquake records from high-resolution seismic reflection profiles: Wairau Fault, New Zealand. *G-cubed*, 11 (11), 1-22.

Booth-Rea, G., Ranero, C.R. & Martínez, J.M. (2007). Crustal types and Tertiary tectonic evolution of the Alborán sea, western Mediterranean, G-cubed, 8, 1-25.

Bousquet, J.C. (1979) Quaternary strike-slip faults in southeastern Spain. *Tectonophysics*, 52, 277-286.

Bufo, E., Bezzeghoud, M., Udías, A. & Pro, C. (2004). Seismic sources on the Iberia-African Plate boundary and their Tectonic Implications. *Pure Appl. Geophys.*, 161, 623-646.

DeMets, C., Gordon, R.G. & Argus, D.F. (2010). Geologically current plate motions. *Geophys. J. Int.*, 181, 1–80.

Echeverría, A., Khazaradze, G., Asensio, A., Gárate, J., Dávila, J.M. & Suriñach, E. (2013). Crustal deformation in eastern Betics from CuaTeNeo GPS network. *Tectonophysics*, 608, 600-612.

Gràcia, E., Dañoibeitia, J.J., Vergés, J. & PARSIFAL Team (2003). Mapping active faults offshore Portugal (36°N-38°N): Implications for seismic hazard assessment along the southwest Iberian margin. *Geology*, 31(1), 83-86.

Gràcia, E., Pallàs, R., Soto, J.I., Comas, M., Moreno, X., Masana, E., Santanach, P., Diez, S., García, M. & Dañoibeitia, J.J. (2006). Active faulting offshore SE Spain (Alboran Sea): Implications for earthquake hazard assessment in the Southern Iberian Margin. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 241 (3-4), 734-749.

Gràcia, E., Bartolome, R., Lo Iacono, C., Moreno, X., Stich, D., Martínez-Díaz, J.J., Bozzano, G., Martínez-Loriente, S., Perea, H., Diez, S., Masana, E., Dañoibeitia, J.J., Tello, O., Sanz, J.L., Carreño, E., & EVENT-SHELF Team (2012). Acoustic and seismic imaging of the Adra Fault (NE Alboran Sea): in search of the source of the 1910 Adra earthquake. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 12, 3255-3267.

Gràcia, E., Lamarche, G., Nelson, H. & Pantosti, D. (2013). Marine and Lake paleoseismology. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 13, 3469-3478.

Lafosse, M., d'Acremont, E., Rabaute, A., et al. (2014). Exploring the offshore fault system in the Al Hoceima region from new high-resolution bathymetry and seismic reflection data. *European Geosciences Union (EGU)-14*, Vienna (Austria), 27 April – 2 May.

Martínez-García, P., Soto, J.I. & Comas, M. (2011). Recent structures in the Alboran Ridge and Yusuf fault zones based on swath bathymetry and sub-bottom profiling: evidence of active tectonics. *Geo-Marine Letters*, 31, 19-36.

MEDIMAP Group, Loubrieu, B. & Mascle J. (2008). Morpho-bathymetry of the Mediterranean Sea. CIESM edition.

Morel, J.L. & M. Meghraoui (1996). Gorringe-Alboran-Tell tectonic zone: A transpression system along the Africa-Eurasia plate boundary. *Geology*, 24(8), 755-758.

Moreno, X. (2011). Neotectonic and Paleoseismic onshore-offshore integrated study of the Carboneras Fault (Eastern Betics, SE Iberia). Ph.D. thesis, Universitat de Barcelona, 365 pp.

Stich, D., Batlló, J., Morales, J., Macià, R. & Dineva, S. (2003). Source parameters of the Mw 6.1 1910 Adra earthquake (south Spain). *Geophys. J. Int.*, 155, 539-546.

Stich, D., Serpelloni, E., Mancilla, F. & Morales, J. (2006). Kinematics of the Iberia-Maghreb plate contact from seismic moment tensors and GPS observations. *Tectonophysics*, 426, 295-317.

Stich, D., Martín, R. & Morales, J. (2010). Moment tensor inversion for Iberia-Maghreb earthquakes 2005–2008. *Tectonophysics*, 483, 390-398.

Villamor, P. & Berryman, K.R. (2001). A late Quaternary extension rate in the Taupo Volcanic Zone, New Zealand, derived from fault slip data. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 44, 243-269.

Wells, D.L. and Coppersmith, K.J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, 974-1002.



NUEVAS APORTACIONES SOBRE LAS CARACTERÍSTICAS GEOMÉTRICAS DEL SISTEMA DE FALLAS AMPOSTA ORIENTAL-MONTSIÀ NORTE (MARGEN CATALANO-VALENCIANO, ESPAÑA)

New contributions about the geometry characteristics of the Eastern Amposta-Northern Montsià System Fault (Catalan-Valencian Margin, Spain)

F. Fernández (1), F. Bohoyo (1), A. Maestro (1) y J. García-Mayordomo (1)

(1) Instituto geológico y minero de España. c/ Calera, 1, 28760-Tres Cantos (Madrid, España). ffdezsaez@gmail.com, f.bohoyo@igme.es, a.maestro@igme.es, julian.garcia@igme.es

Resumen/resumo: El objetivo de este trabajo es establecer con mayor precisión las características geométricas del Sistema de Fallas Amposta Oriental-Montsià Norte a partir de la interpretación de 40 perfiles de sismica multicanal, y establecer la peligrosidad sísmica. La Falla Montsià Norte forma parte de un sistema de fallas oblicuas a la falla principal de Amposta Oriental, y constituye durante el cuaternario su relevo hacia el norte. El Sistema de Fallas Amposta Oriental-Montsià Norte presenta un carácter normal-lístrico que muestra un buzamiento medio de su tramo superior entre 42° a 60° y de 17° a 49° en su tramo inferior hacia el oeste. La secuencia cuaternaria afectada por el sistema tiene una orientación media N-S y una longitud de 16 km. La magnitud momento (Mw) resultante de acuerdo con las ecuaciones empíricas para zonas de baja deformación resulta en un valor medio de 6.1 ± 0.3 Mw para el terremoto máximo.

Palabras clave: Falla Amposta Oriental, análisis geométrico de la falla, peligrosidad sísmica, Margen Catalano-Valenciano

Abstract: The objective of this work is to establish the geometric characteristics of Fault System Eastern Amposta-Northern Montsià from the interpretation of 40 multichannel seismic profiles and establish its seismic hazard. The Northern Montsià Fault is part of a system oblique to the main Eastern Amposta Fault, and it constitutes its reveal toward the north during the Quaternary. The Fault System Eastern Amposta-Northern Montsià is a normal-lithic westward dipping and shows an average dip ranging 42°-60° in the upper part and 17°-49° in the lower part. The quaternary sequence affected by the system has a N-S orientation and 16 km average length. Moment magnitude (Mw) resulting according to the empirical equations to areas of low deformation results in a mean value of 6.1 ± 0.3 for the maximum Mw earthquake.

Key words: Eastern Amposta Fault, fault geometry analysis, seismic hazard, Catalan-Valencian Margin

El margen noroccidental del surco de Valencia es una zona de baja deformación caracterizada por fallas normales lentas y una sismicidad entre baja y moderada en términos de magnitud y de terremotos registrados (Olivera *et al.*, 1992; Perea, 2006; Perea *et al.*, 2006). La sismicidad instrumental indica que esta es fundamentalmente somera, localizándose el 95% de los sismos entre la superficie y los 20 km de profundidad (Perea, 2006; Perea *et al.*, 2006). La distribución geográfica de los terremotos a lo largo del margen noroeste del Surco de Valencia muestra tres zonas de máxima concentración: los Pirineos al norte; la zona septentrional y central de la Cadena Costero Catalana; y el sureste de la Cordillera Ibérica y noreste de la Cordillera Bética al sur (Perea, 2006; Perea *et al.*, 2006). Por otro lado, se observa que los terremotos son escasos entre la parte meridional de la Cadena Costero catalana y la zona oriental de la Cordillera Ibérica, por lo que se ha considerado esta área como una zona sísmicamente silenciosa (Perea *et al.*, 2012). Sin embargo, en este sector se han producido terremotos de entidad como el de Tivissa en 1845 (Intensidad=VII) y otros determinados a partir de estudios paleosismológicos realizados desde mediados de los años 90 (Masana, 1995; Masana *et*

al., 2001a, b; Santanach *et al.*, 2001; Perea *et al.*, 2003; Perea, 2006; Perea *et al.*, 2006; Santanach *et al.*, 2010). De hecho, en este sector se ha determinado la presencia de fallas de grandes dimensiones que presentan evidencias de actividad Plio-Cuaternaria. Una de ellas es la que limita el borde oriental de la Cuenca Central de Amposta, denominada Falla Oriental de Amposta (Roca, 1992) (Fig.1, segmento Q). A la actividad de esta estructura se le han asociado terremotos determinados por métodos instrumentales (Perea, 2006; Perea *et al.*, 2006, 2012).

El objetivo de este trabajo es establecer con mayor precisión las características geométricas del Sistema de Fallas Amposta Oriental-Montsià Norte y establecer la peligrosidad sísmica de la misma.

CONTEXTO GEOLÓGICO

La zona de estudio se localiza en la plataforma continental del Dominio Catalano-Valenciano (Fontboté *et al.*, 1990) dentro de la unidad geológica conocida como Surco de Valencia. Este sector se caracteriza por el desarrollo de estructuras en altos y

surcos estructurales, limitados por fallas normales (Roca y Deselgaux, 1992), relacionadas con la propagación de eventos de *rifting* durante la apertura del Mediterráneo Noroccidental en el Oligoceno tardío y el Mioceno temprano (Maillard et al., 1992). Estas fallas se presentan según dos sistemas extensionales, uno de dirección NE-SO a NNE-SSO de edad Oligoceno superior-Mioceno inferior, y otro de fallas NO-SE, de edad Neógeno superior (Fig. 1). Durante éste intervalo de tiempo, el margen del Ebro presenta una fuerte subsidencia, que hacia el norte se hace más moderada.

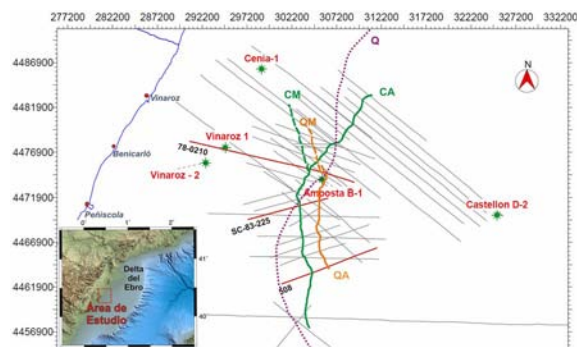


Figura 1. Mapa de localización del área de estudio y posición de los perfiles de sísmica multicanal y sondeos comerciales analizados. Q: Traza de la Falla de Amposta Oriental extraída de la Base de Datos QAFI (García-Mayordomo et al., 2012). Traza cenozoica (CA) y traza cuaternaria (QA) de la Falla de Amposta Oriental obtenida en este trabajo. Traza cenozoica (CM) y traza cuaternaria (QM) de la Falla de Montsià Norte obtenida en este trabajo.

Figure 1. Study area location map and multichannel seismic and commercial boreholes position. Q: Eastern Amposta Fault track (QAFI, García-Mayordomo et al., 2012). Cenozoic (CA) and Quaternary (QA) Eastern Amposta Fault tracks obtained in this study. Cenozoic (CM) and Quaternary (QM) Northern Montsià Fault tracks obtained in this study.

La evolución geodinámica del margen estuvo condicionada por el movimiento relativo de las placas de África y Eurasia y pueden diferenciarse dos etapas principales (Vázquez et al., 1994). En una primera etapa tiene lugar la estructuración principal del margen mediante un sistema de fallas normales de dirección NE-SO a N-S, que generó un sistema de fosas que se extiende a lo largo del Golfo de León, Cordilleras Costero-Catalanas y el Dominio Catalano-Valenciano. Esta primera etapa corresponde al episodio de *rifting* (Oligoceno superior-Burdigaliense) que generó las cuencas Lliguro-Provençal y del Surco de Valencia, bajo un movimiento de convergencia NNE de África respecto Europa (Dewey et al., 1989). Las fallas NO-SE a ONO-ESE se tratarían de fallas direccionales ligadas a los procesos de *drifting* de edad Burdigaliense, que se extendería en el extremo de una amplia banda que constituyó una zona de transferencia que separaría un área que sufrió una extensión relativamente pequeña, Surco de Valencia, de otra en la que se creó corteza oceánica, Cuenca Lliguro-Provençal. La segunda etapa comprende desde el Tortoniense hasta el Plioceno. Debido al cambio de dirección de convergencia entre África y Europa, puesto de manifiesto en reconstrucciones recientes (Dewey et al., 1989), que pasa a ser NO, se produce un cierto bloqueo de los procesos

extensionales sobre el sistema de fallas NE-SO a N-S, mientras que se favorece el movimiento tensional del sistema de fracturas NO-SE a ONO-ESE que quedan paralelas a la dirección de máxima compresión, y que a partir de este momento funcionan como fallas normales (Medialdea et al., 1996).

En la actualidad las direcciones de esfuerzos determinadas a partir de mecanismos focales y *break-outs* en sondeos presentan una orientación N-S a NNE-SSO predominantemente (Heidbach et al., 2008). Bajo este campo de esfuerzos las fallas de dirección NO-SE y NE-SO se han comportado como fallas direccionales, presentando las fallas NO-SE una componente de movimiento dextral, y las fallas NE-SO una componente sinistral. En general, se observa que las fallas de dirección NO-SE a ONO-ESE son las que parecen haber mantenido una actividad más continua hasta la actualidad, mientras que las fallas del sistema NE-SO a N-S no presentan una actividad tan reciente (Medialdea et al., 1996).

El relleno sedimentario del Surco de Valencia es de aproximadamente 6 km de espesor y se produce desde el Oligoceno superior hasta el Cuaternario, y se apoya en discordancia erosiva sobre un sustrato heterogéneo de rocas Paleozoicas y Mesozoicas (Clavell y Berástegui, 1991), que previamente, al haber quedado emergidas y expuestas desde el Cretácico superior y durante gran parte del Paleógeno, fueron sometidas a intensos procesos de fracturación y, en el caso de las rocas carbonáticas, de karstificación, como ocurre con las calizas cretácicas de la Formación Montsià (Martínez del Olmo y Esteban, 1983) y que se localizan inmediatamente por debajo de la serie cenozoica en la zona de estudio (Fig. 2A). Durante el Cenozoico, en la zona estudiada se distinguen los siguientes grupos de base a techo (Álvarez y Meléndez, 1994) (Fig 2A): 1) Grupo Alcanar, constituido por una serie de conglomerados, calcilutitas y margas calcáreas oscuras y arcillas, calizas arcillosas y dolomías de edad Oligoceno terminal-Serravaliense inferior y de espesor variable, controlado fundamentalmente por procesos tectónicos que compartimentan el margen, y que varía entre los 200 y 0 m en las zonas de horsts, mientras que en el graben, limitado al este por la Falla de Amposta Oriental, el espesor puede llegar a superar los 600 m; 2) Grupo Castellón, constituido por margas azuladas y areniscas de edad Serravaliense inferior-Messiniense inferior y cuyo espesor varía a un lado y otro de la Falla de Amposta Oriental, siendo de 350 m en el bloque este de la falla, en la zona correspondiente al alto estructural, y de 700 m en la zona deprimida, en el bloque oeste de la falla; y 3) Grupo Ebro, constituido por arcillas (Arcillas del Ebro que constituyen la unidad basal del Plioceno) y arenas (Arenas del Ebro de edad cuaternaria), que presenta un espesor medio que supera los 1400 m que aumenta ligeramente hacia el oeste a un lado y otro de la Falla de Amposta Oriental, donde llega a alcanzar los 1700 m.

CARACTERÍSTICAS GEOMÉTRICAS DE LA FALLA DE AMPOSTA ORIENTAL

Para un mejor estudio de los caracteres geométricos del sistema de fallas de Amposta Oriental-Montsià

Norte se ha realizado un cartografiado de ambas fallas e identificado las principales unidades sedimentarias, anteriormente descritos, a partir del estudio de 40 perfiles de sismica de reflexión multi-canal (596 km) obtenidos entre los años 1970 a 1983 por diferentes compañías de prospección petrolera operando en el Margen Mediterráneo (Fig. 1) y que están extraídos de la Base de Datos de Hidrocarburos pública del IGME.

La Falla de Amposta Oriental es una falla normal de morfología lítrica que muestra un buzamiento medio hacia el oeste de su tramo superior de 42° y de 17° en su tramo inferior, (Fig. 2B). En su representación cartográfica se ha seleccionado dos horizontes: CA) la base de la serie Cenozoica; y QA) la base de las unidades cuaternarias (Fig. 1 y Fig. 2A). La Falla de Amposta Oriental, en el segmento que afecta a la base de las unidades Cenozoicas, tiene una dirección media NNE-SSO y una longitud de aproximadamente 27 km, aunque es posible diferenciar dos tramos, uno de dirección N-S, que se localiza en el sector meridional, y presenta una

longitud de 14 km, y un tramo de orientación NE-SO, en la zona septentrional, con una longitud de 13 km. La orientación de la parte de la falla que afecta a los materiales cuaternarios es N-S y presenta una longitud de 11 km. Su altura media (diferencia entre la profundidad su extremo superior y su extremo inferior) es de unos 3000 m en su parte central, afectando los materiales cuaternarios del Grupo Ebro y localizándose su punto más alto en torno a los 100 m de profundidad bajo la superficie del fondo marino, y de 1600 m hacia los sectores más septentrionales y meridionales. Su base media (diferencia entre la localización de su extremo superior y su extremo inferior en la horizontal) es de 6500 m en la parte central y aproximadamente 3500 m en su terminación al norte y al sur. La longitud media del plano de falla en el sentido del buzamiento es de 7400 m en la parte central y en torno a 4000 m en sus márgenes. Finalmente, la superficie media del plano de falla es de 146 km^2 , aunque la superficie del plano de falla que afecta a los materiales cuaternarios es de 84 km^2 .

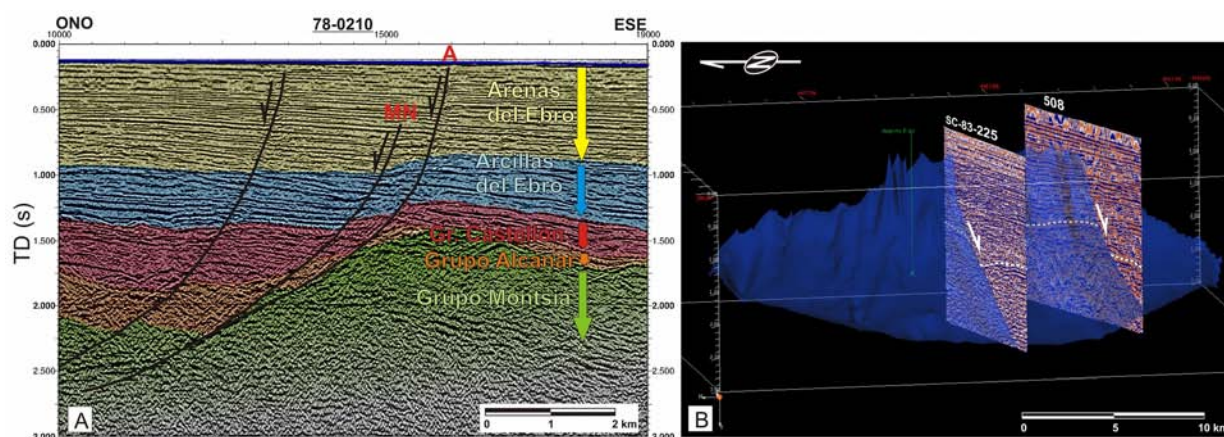


Figura 2. A) Perfil sísmico interpretado del sector central de la Falla de Amposta Oriental (A) y de la Falla Montsià Norte (MN) con las principales secuencias sedimentarias. B) Modelo 3D de la Falla de Amposta Oriental.

Figure 2. A) Seismic profile with the main sedimentary sequences interpreted of central sector of the Eastern Amposta Fault (A) and Northern Montsià Fault (MN). B) 3D Block diagram of the Eastern Amposta Fault.

La Falla de Montsià Norte presenta una orientación-media de NNO-SSE y una longitud de 5000 m. Su aspecto es de falla normal de morfología lítrica que muestra un buzamiento medio de su tramo superior de 60° y de 49° es su tramo inferior, hacia el OSO. Su altura media es de 2100 m, afectando la unidad Arenas del Ebro. Su base media es de 1799 m. La anchura media es de 2783 m y la superficie media del plano de falla es de $12,5 \text{ km}^2$. Esta falla forma parte de un sistema de fallas oblicua a la falla principal de Amposta Oriental, y constituye durante el cuaternario su relevo hacia el norte.

ESTIMACIÓN DE PARÁMETROS SÍSMICOS

Teniendo en cuenta las características geométricas del Sistema de Fallas Amposta Oriental-Montsià Norte se ha utilizado la traza cuaternaria compuesta por ambas para estimar la magnitud de un terremoto que rompiera el sistema completo. Considerando una longitud máxima de rotura en superficie de 16 km y un área media de rotura máxima de $96 \pm 6 \text{ km}^2$. La magnitud momento (M_w) resultante de acuerdo con las ecuaciones empíricas recomendadas en

Stirling et al. 2013 para zonas de baja deformación resulta en un valor medio de $6.1 \pm 0.3 M_w$ para el terremoto máximo (ver Tabla 1). Por otra parte, se ha estimado preliminarmente que el *slip rate* cuaternario de la Falla de Amposta se debe situar en un rango $0.16\text{-}0.26 \text{ m/ky}$, lo que implicaría, asumiendo el modelo del terremoto máximo, una recurrencia media en un rango de 2500-4000 años. Este valor debe considerarse una aproximación de primer orden, a falta de dataciones precisas de los sedimentos afectados por la falla.

Ecuación	Wesnousky (2008)	Yan and Ma (2011)
Muestra	Fallas Normales Lentas	Fallas Lentas
Parámetro	Longitud de Rotura en Superficie (16 km)	Área de Rotura ($96 \pm 6 \text{ km}^2$)
Mw:	6.69	5.98 (+0.05/-0.02)

Tabla 1. Ecuaciones y parámetros empleados para la estimación de la magnitud momento (M_w).

Agradecimientos: Este trabajo se ha realizado en el marco de las actividades del proyecto CTM2011-13367-E.

Referencias bibliográficas

- Álvarez, E. & Melendez, F. (1994). Características generales de las subcuencas del margen peninsular mediterráneo ("Rift" del Surco de Valencia). *Acta Geológica Hispánica*, 29 (1), 67-79.
- Clavell, E. & Berasategui, X. (1991). Petroleum geology of the Gulf of Valencia. En: *Generation, accumulation and production of Europe's hydrocarbons* (A.M. Spencer, ed.), 355-368.
- Dewey, J.F., Helman, M.L., Turco, E., Hutton, D.H.W. & Knott, S.D. (1989). Kinematics of the western Mediterranean. En: *Alpine Tectonics* (M.P. Coward, D. Dietrich & R.G. Park, eds.), Geol. Soc., Spec. Pub., 45, 265-283.
- Fontboté, J.M., Guimerà, J., Roca, E., Sàbat, F., Santanach, P. & Hernández-Ortigoza, F. (1990). The Cenozoic geodynamic evolution of the Valencia Trough (western Mediterranean). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 3 (2), 7-18.
- García-Mayordomo, J., Insua-Arévalo, J.M., Martínez-Díaz, J.J., Jiménez-Díaz, A., Martín-Banda, R., Martín-Alfageme, S., Álvarez-Gómez, J.A., Rodríguez-Peces, M., Pérez-López, R., Rodríguez-Pascua, M.A., Masana, E., Perea, H., Martín-González, F., Giner-Robles, J., Nemser, E.S., Cabral J. & the QAFI Compilers Working Group (2012). The Quaternary Active Faults Database of Iberia (QAFI v.2.0), *Journal of Iberian Geology*, 38(1), 285-302.
- Heidbach, O., Tingay, M., Barth, A., Reinecker, J., Kurfeß, D. & Müller, B. (2008). *The World Stress Map database release 2008*. doi:10.1594/GFZ.WSM.Rel2008.
- Maillard, A., Mauffret, A., Watts, A.B., Torné, M., Pascal, G., Buhl, P. & Pinet, B. (1992). Tertiary sedimentary history and structure of the Valencia trough (western Mediterranean). *Tectonophysics*, 203, 57-75.
- Martínez del Olmo, W. & Esteban, M. (1983). Paleokarst development (Western Mediterranean). *Carbonate Depositional Environments*, AAPG Special Publication, 33, 93-95.
- Masana, E. (1995). *L'activitat neotectònica a les Cadenes Costaneres Catalanes*. Tesis Doctoral, Universitat de Barcelona, Barcelona (España), 444 pp.
- Masana, E., Villamarín, J.A., Sánchez-Cabañero, J.G., Plaza, J. & Santanach, P. (2001a). Seismogenic faulting in an area of low seismic activity: Paleoseismicity of the El Camp fault (Northeast Spain). *Netherlands Journal of Geosciences/Geologie en Mijnbouw*, 80 (3-4), 229-241.
- Masana, E., Villamarín, J.A., Santanach, P. (2001b). Paleoseismic results from multiple trenching analysis along a silent fault: The El Camp fault (Tarragona, northeastern Iberian Peninsula). *Acta Geológica Hispánica*. 36(3-4), 329-354.
- Medialdea, T., Vázquez, J.T. & Vegas, R. (1996). Estructura y evolución geodinámica del extremo noreste del margen continental catalán durante el Neógeno. *Acta Geológica Hispánica*, 29 (4), 39-53.
- Olivera, C., Susagna, T., Roca, A. & Goula, X. (1992). Seismicity of the Valencia trough and surrounding areas. *Tectonophysics* 203, 99-109.
- Perea, H. (2006). *Falles actives i perillositat sísmica al marge nordoccidental del solc de València*. Tesis Doctoral. Universitat de Barcelona, Barcelona, 382 pp.
- Perea, H., Figueiredo, P.M., Carner, J., Gambini, S., Boydell, K. & participants in the Europaleos (2003). Paleosismological data from a new trench across the El Camp Fault (Catalan Coastal Ranges, NE Iberian Peninsula). *Annals of Geophysics*, 46(5), 763-774.
- Perea, H., Masana, E. & Santanach, P. (2006). A pragmatic approach to seismic parameters in a region with low seismicity: The case of eastern Iberia. *Natural Hazards*, 39(3), 451-477.
- Perea, H., Masana, E. & Santanach, P. (2012). An active zone characterized by slow normal faults, the northwestern margin of the València trough (NE Iberia): a review. *Journal of Iberian Geology*, 38 (1): 31-52.
- Roca, E. & Deselgaux, P. (1992). Analysis of the geological evolution and vertical movements in the Valencia Trough area, western Mediterranean. *Marine Petroleum Geology*, 9, 167-185.
- Roca, E. (1992). *L'estructura de la conca Catalano-Balear: paper de la compressió i de la distensió en la seva gènesi*. Tesis Doctoral. Universitat de Barcelona, Barcelona, 330 pp.
- Santanach, P., Masana, E. & Perea, H. (2010). The El Camp fault revisited: A 300 ka long paleoseismic history of a low-slip normal fault in northeastern iberia. In: *Contribución de la geología al análisis de la peligrosidad sísmica. Primera reunión ibérica sobre fallas activas y paleosismología* (Insua-Arevalo, J.M. & Martín-González, F. eds.), Sigüenza, Guadalajara: 23-26.
- Santanach, P., Masana, E. & Villamarín, J.A. (2001). *Proyecto Datación*. Consejo de Seguridad Nuclear, Barcelona, 159 pp.
- Stirling, M., Goded, T., Berryman, K. & Litchfield, N. (2013). Selection of earthquake scaling relationships for seismic-hazard analysis. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 103 (6), 1-19.
- Vázquez, T., Medialdea, T. & Vegas, R. (1994). El sistema NW-SE de Fosas de Rosas y Bagur (Margen continental nororiental de España). *Geogaceta*, 14, 21-23.
- Wesnousky, S. G. (2008). Displacement and geometrical characteristics of earthquake surface ruptures: Issues and implications for seismichazard analysis and the process of earthquake rupture, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 98, no. 4, 1609-1632.
- Yen, Y.-T., and K.-F. Ma (2011). Source-scaling relationship for M 4.6-8.1 earthquakes, specifically for earthquakes in the collision zone of Taiwan, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 101, no. 2, 464-481.



MORFOMETRÍA DE BLOQUES DE TSUNAMI EN LAS COSTAS ROCOSAS DEL SUR DE MALLORCA (ISLAS BALEARES)

Morphometry of tsunami blocks in the rocky coasts of south Mallorca (Balearic Islands)

F. X. Roig-Munar (1), J. A. Martín-Prieto (1), A. Rodríguez-Perea (1), B. Gelabert (1), J. M. Vilaplana (2), M. Mir-Gual (1) y G.X. Pons (1)

- (1) Grup BIOGEOMED, Dept. de Ciències de la Terra, Universitat de les Illes Balears, email : xiscoroig@gmail.com
(2) Grup RISKINAT, Dept. de Geodinàmica i Geofísica, Universitat de Barcelona

Resumen/resumo: Las terrazas litorales del sur de Mallorca, Islas Baleares, presentan acumulaciones de bloques de tamaño métrico que han sido transportados tierra adentro por tormentas y/o tsunamis. Estos bloques, presentan imbricaciones, o forman cordones paralelos a la costa, y se encuentran a alturas que van desde 1 hasta 12 m sobre el nivel del mar y hasta 87 m tierra adentro. La mayoría de los bloques son rectangulares, angulosos, y su peso oscila entre 3,5 y 51,5 Tm. En el presente trabajo se realiza un estudio morfométrico de 141 bloques en 5 áreas litorales del sur de Mallorca, y se aplican diferentes ecuaciones de transporte para discernir entre acumulaciones derivadas de eventos de tormenta o de eventos de tsunami. Los resultados preliminares indican la coexistencia de ambos procesos, aunque en proporciones distintas, en cada una de las aéreas analizadas, y nos permiten diferenciar bloques de tsunami.

Palabras clave: Mallorca, acantilados, morfometría, bloques tsunamis.

Abstract: Coastal terraces of the southern part of Mallorca (Balearic Islands) show nowadays block accumulations of metric size which have been transported landward by sea storms or tsunamis. In some places, these blocks show imbrications, or even cordons disposed parallel to the coastline, located from 1 to 12 m over the sea level, and up to 87 m landward. Most of the blocks have rectangular and angular shapes, with a mean weight between 3.5 and 51.5 Tm. This work includes a morphometric study of an overall of 141 blocks located over 5 different coastal areas of the southern part of Mallorca. Some equations have been applied for differentiating between accumulations derived from sea storms or from tsunamis. Preliminary results indicate the coexistence of both processes although with different intensities.

Key words: Mallorca, cliffs, morphometry, tsunami boulders.

La presencia de bloques acumulados de orden métrico sobre las terrazas litorales de Mallorca ha sido un tema poco tratado y que genera un debate sobre su génesis, asociada supuestamente a tsunamis y/o temporales (Kelletat y Schellmann, 2002). Los ejemplos documentados de bloques desplazados por tsunamis históricos en el mediterráneo son numerosos (Scicchitano et al., 2007; Maouche, et al., 2009; Goto et al., 2009) y su discriminación entre bloques transportados por tsunamis o transportados por temporales plantea dificultades en su interpretación (Kelletat, 2008; Barbano et al., 2010). Diversos bloques aislados y/o acumulados en forma de cordones ya han sido interpretados como restos de tsunamis registrados a lo largo de los últimos siglos en el Mediterráneo (Kelletat y Schellmann, 2002; Kelletat et al., 2005; Pignatelli et al., 2009).

En este estudio se caracterizan morfométricamente 141 bloques situados sobre las terrazas litorales de 5 áreas de estudio ubicadas en el sur de Mallorca, Illes Balears (Figura 1). El objeto de este estudio es evaluar si estas acumulaciones se encuentran asociadas a grandes tormentas, a tsunamis o bien a fenómenos mixtos que actúan sobre una misma área.

Mallorca es la mayor de las islas Baleares, donde la morfología litoral dominante es el acantilado costero,

representando el 80% de su línea de costa. El marco estructural de la costa sur de Mallorca se ubica sobre la plataforma finimiocénica de Lluçmajor-Campos-Ses Salines, que ha estado sometida a una suave deformación con un progresivo hundimiento de su parte central (cuenca de Campos). La línea de costa destaca por la presencia de acantilados interrumpidos por dos depresiones con extensos sistemas playa-duna (Es Trenc y sa Ràpita).

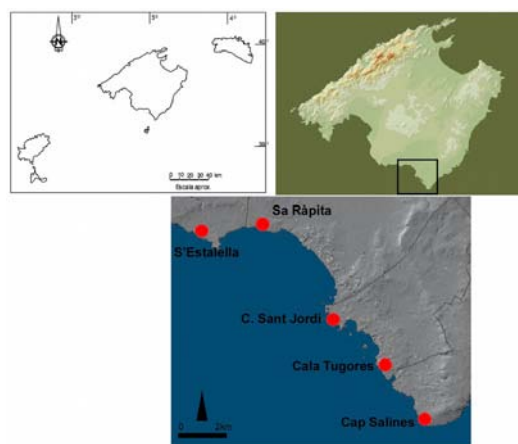


Figura 1. Área de estudio ubicada al sur de Mallorca.
Figure 1. Study area located to the south of Mallorca

La morfología dominante de los acantilados de la zona de estudio se presenta como plataformas tabulares de calcarenitas miocenas donde diferenciamos dos grandes unidades: eolianitas y calizas arrecifales. La costa es acantilada y rectilínea, con articulaciones que corresponden a sistemas playa-duna. Este litoral se encuentra sometido a un clima marítimo caracterizado en los últimos 50 años por una altura máxima de olas significantes de 8,8 m con una componente dominante del SE (Cañellas et al., 2007).

Los tsunamis generados en la costa argelina tienen consecuencias en escenarios cercanos (Yelles-Chaouche, 1991; Tinti et al., 2005; Schindelé et al., 2008), como son las Islas Baleares. Según Álvarez-Gómez et al. (2010) sólo las fuentes sísmicas en el N de Argelia son capaces de generar tsunamis que impactan en Baleares. Debido a la direccionalidad de propagación de cada una de las fuentes sísmicas potenciales, estas afectan de forma distinta a diversos sectores, estando Mallorca afectada por las trayectorias de tsunamis de dirección Norte.

En base a la sismicidad reciente y a las características de dos terremotos conocidos: El-Asnam (1980) y Boumerdès-Zemmouri (2003) ambos en el norte de Argelia, Álvarez-Gómez et al. (2010) establecen nueve posibles fuentes de tsunamis a lo largo de la costa argelina, que corresponden a estructuras conocidas y que amenazan las Islas Baleares. Las simulaciones realizadas por estos autores muestran las trayectorias generadas por la interacción del tsunami con la plataforma continental de Baleares. Estas ondas pueden generar efectos de resonancia al llegar a bahías y puertos. Entre las fuentes propuestas, la de mayor impacto en Mallorca se asocia con diferentes escenarios de propagación hacia el N y elevaciones más altas en la parte SE de la isla, coincidiendo en parte, con las áreas de muestreo de este trabajo.

Se ha procedido al análisis y a la cartografía geomorfológica de 5 áreas (Figura 1), a la identificación y caracterización morfométrica de 141 bloques, seleccionando sólo los transportados hacia tierra y entre ellos los de mayor tamaño a lo largo de la línea de costa. Se han medido los valores de los tres ejes de cada bloque, su orientación, la cota a la que se encuentran y la distancia de la costa. Se han tomado observaciones de carácter cualitativo como: disposición de los bloques respecto a la estratificación de la zona, grado de rodamiento, presencia de superficies de abrasión, presencia de fauna marina incrustada en los bloques, morfologías predeposicionales (notch, etc.), crecimiento líquénico, desarrollo de formas de karstificación pre y post deposicionales en su superficie y volteo de los bloques, y se han calculado las densidades de las litologías dominantes, presencia de cordones y/o imbricaciones de bloques (Figura 2).

En base a la metodología de Nott (2003), Pignatelli et al. (2009) y Barbano et al. (2010) se han calculado los valores hidrodinámicos necesarios para el arranque y desplazamiento de estos bloques bajo diferentes supuestos. A pesar de que se han identificado bloques arrancados de la base de los

acantilados o que se encontraban sumergidos antes de su remoción, la morfología de la costa y su altura condicionan su tipología, pudiendo diferenciarse entre varios dominios de bloques limitados por juntas (JBB, *joint bounded blocs*), bloques subaéreos (*Subaerial scenario*) y bloques submergidos (*Submerged scenario*), utilizando las fórmulas de los autores citados aplicables a tales situaciones.



Figura 2. Cordones de bloques imbricados en la zona de Cala Carbó.

Figure 2. Overlapped blocks in the Cala Carbó.

Para cada bloque se ha calculado el Índice de Transporte o IT (*Transport Figure*, establecido por Scheffers y Kelletal, 2003), producto resultante de multiplicar: a) la altura del acantilado (m), b) la distancia a la línea de costa (m) y c) la masa del bloque (Tm). Scheffers y Kelletal (2003) definen, en Mallorca, un máximo IT de 230 para bloques transportados por oleaje. IT superiores son considerados por los autores indicados como producto del transporte de tsunamis. Dada la ingente cantidad de datos medidos, a partir del dicho índice se han analizado los parámetros medios de aquellos bloques con un $IT > 1000$, filtrando solo aquellos bloques cuyo transporte requiere mayor energía.

El tamaño medio de todos los bloques medidos (141) es de 3,3 x 2,4 x 0,9 m, su peso medio es de 19,4 Tm, y se encuentran situados a una altura media de 4.1 m sobre el nivel del mar (s.n.m.), y a una distancia media de 22 m de la costa. Hemos seleccionado 68 bloques con $IT > 1000$, que representan tres de las cinco áreas muestreadas, con pesos medios de: 13 Tm en s'Estalella, 38,5 Tm en la Colonia de Sant Jordi y 26,9 Tm en Cala'n Carbó. Si aplicamos a estos bloques las fórmulas de Nott (2003) y Pignatelli et al. (2009) obtenemos valores de altura mínima de tsunami sobre el acantilado o rampa costera (Ht) de 6,1 y 3,3 m respectivamente. Si aplicamos la fórmula de Barbano et al. (2010), que determina la altura del flujo mínimo cuando el bloque deja de ser transportado, obtenemos valores de 0,8 m para tsunamis y de 3,4 m para olas de viento.

Los valores de IT en los bloques $IT > 1000$ presentan una media de: 3.375 en s'Estalella, 6.996 en la Colonia de Sant Jordi y 1.958 en Cala Carbó. En la Figura 3 se representa la distribución de los bloques $IT > 1000$ en relación a su peso respecto a la línea de costa. La mayor concentración de bloques se sitúa entre 20 y 25 m de distancia, con valores medios de peso de 12 Tm. En la Figura 4 se muestra la distribución de bloques en relación a su altura sobre el nivel del mar, con las máximas concentraciones en torno a 20-30 m de la línea de costa con bloques de 25-30 Tm y alturas de 4 m.

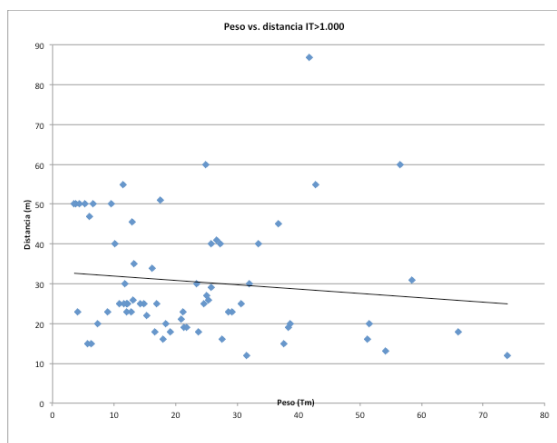


Figura 3. Distribución de los bloques con IT > 1000 en función de la distancia a la costa y de su peso.
 Figure 3. Distribution of blocks with IT > 1,000 depending on the distance from the coastline and their weight.

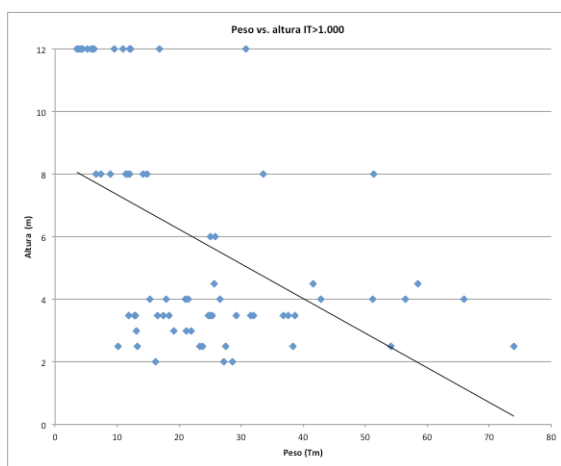


Figura 4. Distribución de los bloques con IT> 1.000 en función de su altura sobre el nivel del mar y su peso.
 Figure 4. Distribution of blocks with IT> 1,000 depending on their height above sea level and their weight.

La distribución de los bloques analizados y sus características morfométricas resultan, en algunos casos, compatibles tanto con la acción del oleaje como con el impacto de tsunamis, especialmente en las áreas de Sa Ràpita i Ses Salines (Figura 1), que se distribuyen a lo largo de una costa baja y disipativa, y donde los resultados morfométricos de los bloques no superan el IT de 1000, así como un elevado número de bloques redondeados por la acción del oleaje. Si tenemos en cuenta la morfología de la costa de estas dos áreas y la relacionamos con los datos de oleaje significativo, no es descartable la incidencia dominante de oleaje en el S de Mallorca, tal como apreciamos en la Figura 5, con cordones de bloques de orden métrico asociados a una plataforma a 1,5 m de altura y con un elevado porcentaje de bloques redondeados.

No obstante, en las tres áreas que presentan valores IT>1000 encontramos bloques atribuibles a temporales y otros tan solo a tsunamis. En estos tres casos los elevados valores del IT superan el valor de 6444 publicado hasta ahora en Mallorca por Kelletal, et al. (2005). La presencia de bloques imbricados de 16 Tm a alturas de 12 m (Figura 6) hace suponer la necesidad de flujos con mucha mayor continuidad

temporal que los producidos por el oleaje. Finalmente, la distribución de los mayores bloques en el sur de Mallorca es compatible con las zonas de mayor impacto definidas por la modelización de tsunamis, según Roger y Hebert (2008) y Álvarez-Gómez et al. (2011), pudiéndose afirmar que se trata de bloques transportados por fenómenos de tsunami.



Figura 5. Distribución de bloques imbricados con IT< 1000 en la zona de sa Ràpita a 1,5 m de altura.
 Figure 5. Distribution of overlapping blocks IT< 1,000 in sa Ràpita area at a height of 1,5 m a.m.s.l.

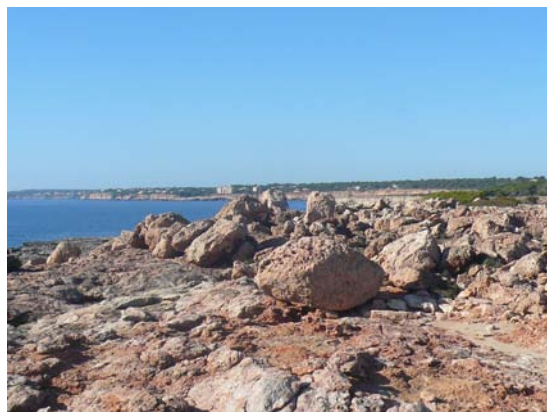


Figura 6. Distribución de bloques imbricados con IT> 1000 en la zona de s'Estalella a 12 m de altura.
 Figure 6. Distribution of overlapping blocks IT> 1,000 in S'Estalella area at a height of 12 m a.m.s.l.

Agradecimientos: El presente trabajo se ha visto beneficiado por las ayudas de la *Dir. Gral. d'Universitats, Recerca i Transferència del Coneixement del Govern de les Illes Balears* con fondos FEDER al grupo competitivo BIOGEOMED. Y a la ayuda (2014-SGR-1243) a grupos de investigación reconocidos por la Generalitat de Catalunya.

Referencias bibliográficas

- Álvarez-Gómez, J.A., Aniel-Quiroga, I., Gonzalez, M., & Otero, L. (2011). Tsunami hazard at the Western Mediterranean Spanish coast from seismic sources. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 11, 227-240.
- Álvarez-Gómez, J. A., Olabarrieta, M., González, M., Otero, L., Carreño, E. & Martínez-Solares, J. M. (2010). The impact of tsunamis on the Island of Majorca induced by North Algerian seismic sources. *Turk. J. Earth Sci.*, 19, 367-383.
- Barbano, M.S., Pirrotta, C. & Gerardi, F. (2010). Large boulders along the south-eastern Ionian coast of Sicily: Storm or tsunami deposits? *Marine Geology*, 275, 140-154.

- Cañellas, B., Orfila, A., Méndez, F. J., Menéndez, M. & Tintoré, J. (2007). Application of a POT model to estimate the extreme significant wave height levels around the Balearic Sea (Western Mediterranean). *Journal of Coastal Research*, SI, 50, 329-333.
- Goto, K., Okada, K. & Imamura, F. (2009). Characteristics and hydrodynamics of boulders transported by storm waves at Kudaka Island, Japan. *Marine Geology*, 262, 14-24.
- Kelletat, D. (2008). Comments to Dawson, A.G. and Stewart, I. (2007), Tsunami deposits in the geological record (Sedimentary Geology 200, 166-183). *Sedimentary Geology*, 211, 87-91.
- Kelletat, D. & Schellmann, G. (2002). Tsunami on Cyprus: field evidences and 14C dating results. *Zeitschrift für Geomorphologie*, N.F. 46, 19-34.
- Kelletat, D., Whelan, F., Bartel, P. & Scheffers, A. (2005). New tsunami evidences in Southern Spain – Cabo de Trafalgar and Mallorca Island. En: *Geomorfologia Litoral i Quaternari. Homenatge al professor Vicenç M. Rosselló i Verger*. Sanjaume, E. & Mateu, J.F. (eds.) Uni. de València, 215-222.
- Maouche, S., Morhange, C. & Meghraoui, M. (2009). Large boulder accumulation on the Algerian coast evidence tsunami events in the western Mediterranean. *Marine Geology* 262, 96–104
- Nott, J. (2003). Waves, coastal boulder deposits and the importance of pre-transport setting. *Earth and Planetary Science Letters*, 210, 269-276.
- Pignatelli, C., Sansò, P. & Mastronuzzi G. (2009). Evaluation of tsunami flooding using geomorphologic evidence. *Marine Geology*, 260, 6-18.
- Roger, J. & Hébert, H. 2008. The 1856 Djijelli (Algeria) earthquake and tsunami: source parameters and implications for tsunami hazard in the Balearic Islands Nat. *Hazards Earth Syst. Sci.*, 8, 721-731
- Scicchitano, G., Monaco, C. & Tortorici, L. (2007). Large boulder deposits by tsunami waves along the Ionian coast of south-eastern Sicily (Italy). *Marine Geology*, 238, 75-91.
- Scheffers, A. & Kelletat, D. (2003). Sedimentologic and geomorphologic tsunami imprints worldwide: a review. *Earth Science Reviews*, 63 (1-2), 83-92.
- Schindelé, F. Loevenbruck, A., H. Hébert, H. (2008). Strategy to design the sea-level monitoring networks for small tsunamigenic oceanic basins: the Western Mediterranean case. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 8, 1019–1027
- Tinti, S., Armigliato, A., Pagnoni, G. & Zaniboni, F. (2005). Scenarios of giant tsunamis of tectonic origin in the Mediterranean. *Journal of Earthquake Technology*, 464, (42), 171-188.
- Yelles-Chaouche, A. (1991). Coastal Algerian earthquakes: a potential risk of tsunamis in Western Mediterranean Preliminary investigation. *Science of Tsunami Hazards*, 9 (SI), 47-55.



THE COASTAL RECORD OF TSUNAMIS IN THE INQUA ESI-2007 SCALE

El registro litoral de tsunamis en la Escala ESI-2007 de INQUA

J. Lario (1), T. Bardají (2), P.G. Silva (3), C. Zazo (4), J.L. Goy (5) y A. Cabero (1)

- (1) Facultad de Ciencias, UNED. Senda del Rey, 9. 28040-Madrid. Javier.Lario@ccia.uned.es, acabero@ccia.uned.es
- (2) U.D. Geología. Universidad de Alcalá. 28871-Alcalá de Henares, Madrid. teresa.bardaji@uah.es
- (3) Dpto. Geología, Universidad de Salamanca, EPTS de Avila. 05003-Ávila. pgsilva@usal.es
- (4) Dpto. Geología, Museo Nacional de CC., CSIC. C/José Gutiérrez Abascal, 2. 28006-Madrid. mcnzc65@mncn.csic.es
- (5) Dpto. Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca. 37008-Salamanca. joselgoy@usal.es

Abstract: Seismic Intensity scales are based on the effects of earthquakes on man, man-made structures and on natural environment. However, the effects on the environment have been usually minimized because they were considered as inaccurate features. The growth of Palaeoseismology as an independent discipline led to the development of the ESI-2007 Intensity Scale, based on the effects of earthquakes on the environment and ratified by INQUA during its XVII Congress (Cairns, Australia-2007). This scale can be used alone or jointly with other intensity scales, but it becomes especially useful for seismic intensity higher than X, when damage-based scales get saturated and environmental effects are still diagnostic. Tsunamis are only considered in the ESI-scale by the height of the waves, and not by their geological or sedimentary record. Data from present day tsunamis (authors' own work and other's published data) are used as a first approach to the implementation of this record in the ESI-scale. However, the joint effort of an international working group is desirable in order to properly match effects and intensity degrees.

Key words: Environmental Effects of Earthquakes, tsunami intensity, tsunami environmental effects, environmental seismic intensity.

The importance of Earthquake Environmental Effects (EEE's) as a tool to measure earthquake intensity is based on (Guerrieri et al., 2007): (a) The EEE size is the most reliable tool for the intensity assessment of strong earthquakes. For major earthquakes (intensity $\geq X$) the effects on human environment suffer from saturation (man-made structures are nearly completely destroyed), therefore any assessment based on the level of damage to buildings cannot work properly; (b) The use of EEEs offers the possibility of comparing earthquake intensity assessments worldwide; (c) Intensity based on EEEs is the best tool to compare recent, historical and pre-historical earthquakes.

The ESI-scale comprises twelve intensity degrees and it considers primary and secondary effects, depending on whether they are caused directly by earthquake energy reaching the surface, or they are induced by ground-shaking. However the effects on coastal settings are not properly and specifically considered. This work aims to take a first step in including the coastal record in this scale by gathering all the available information on the effects of earthquakes in this environment.

Related with the measuring of the size and effects of tsunamis we refer to the classical bibliography about magnitude and intensity of tsunamis (Sieberg, 1927; Ambraseys, 1962; Iida, 1970; Soloviev, 1970; Shuto, 1993). Papadopoulos and Imamura (2001) proposed a new tsunami intensity scale based on the following basic principles: (a) independence from any physical parameter such as wave height; (b) sensitivity, that is, incorporation of an adequate number of grades in order to describe even small

differences in tsunami impacts; and (c) a detailed description of each intensity grade by taking into account all possible tsunami impacts. They proposed a 12-point scale of tsunami intensity analogous to earthquake intensity scales like the EMS98. Even they tried to don't use physical parameters; they correlate his intensity domains with the scale and H proposed by Shuto (1993). Lavigne et al. (2009) tried to propose a new scale with 6-point intensity scale and based on the effects in buildings. They called it "Macrotsunami Intensity Scale" as they tried to correlate with the Macroseismic Intensity Scale. Because they back to 6-point intensity scale, is out of any further discussion.

The last proposal came from Lekkas et al. (2013) that proposed an Integrated Tsunami Intensity Scale (ITIS 2012), a 12-grade scale based that takes into account: (1) the quantities of the phenomena, (2) the direct impact on humans, (3) the impact on mobile objects, (4) the impact on coastal infrastructure, (5) the impact on the environment, and (6) the impact on structures. The scale tries to be compatible with the widely used EMS1998 and ESI2007 scales and proposed a reliable horizontal correspondence throughout the groups of criteria.

In summary, most of the aforementioned Intensity and magnitude scales for tsunamis only regard with the energy or size of the tsunami wave itself, but not properly with the intensity zones (degrees) considered in the Macroseismic Scales. Only the tsunami Intensity scales based on the original proposal of Papadopoulos and Imamura (2001), such as the ESI-07 Scale (Guerrieri and Vittori, 2007) and the ITIS-12 Scale (Lekkas et al., 2013), relate the

tsunami features, impact and type of record with the classical 12 intensity zones of macroseismic scales.

In this paper we improve and update the environmental record of the tsunamis (Tsunami Environmental Effects-TEE) considered in the ESI-07 Scale by means of: (a) inclusion of the same physical parameters (wave height and run-up; extension of the inundated area inland) for all the intensity levels with potential environmental record (VI – XII); (b) The tsunami wave height reverts to the Shuto (1993) intensity/magnitude scale, the only one that includes maximum tsunami height (H) at shoreline; (c) use of

the terminology defined by the Tsunami Glossary (2013) and Tsunami Survey Field Guide (Dominey-Howes et al., 2012) recently published by the Intergovernmental Oceanographic Commission.

These three aspects give internal coherence to the structure of the proposed TEE Scale, to be used as an update of the ESI-07 for tsunami and paleotsunami research. In this sense, the proposed scale incorporates quantitative data on the potential sedimentary (i.e. sand layers) and erosional record (i.e. beach scours, boulders) of tsunamis, which is an advantage on paleoseismological research.

ESI-2007 Intensity	Tsunami Environmental Effects Scale (TEE-2014)
I. Not felt II. Scarcely felt III. Weak IV. Largely observed V. Strong	Tsunami height ≤ 1 m. No permanent effect in environment.
VI. Slightly damaging	Tsunami height between 1-2m. The maximum run-up can reach 2-4m. Limited flooded areas. Absent or scarce erosion. No sedimentation. Some debris near shore.
VII. Damaging	Tsunami height between 2-4m. The maximum run-up reached 4-6m. Flooded areas can extend tens of meters inland. Presence of sand layers in near-shore areas, commonly discontinuous.
VIII. Heavily damaging	Tsunami height between 4-6m. The maximum run-up can reach 8-12 m. Flooded areas can extend few hundreds of meters inland. Presence of largely distributed cm-thick sand layers, commonly discontinuous. Occurrence of pebbles and cobbles in near-shore areas. Observable features of beach erosion. Bushes uprooted in near-shore areas.
IX. Destructive	Tsunami height between 6-8m. The maximum run-up reached 12-16 m. Flooded areas extended to several hundred meters inland. Presence of largely distributed cm-thick sand layers, commonly continuous over large areas. Occurrence of pebbles and cobbles in near-shore areas. Noticeable features of beach erosion with the development of several cm depth scours. Bushes and some trees uprooted in near-shore areas.
X. Very destructive	Tsunami height between 8-12 m. The maximum run-up reached 16-25 m. Flooded areas may extend even 1 km inland. Presence of largely distributed cm-thick sand layers, normally continuous over large areas. Pebbles and cobbles largely extended in near-shore areas. Metric boulders transported near shore. Significant features of beach erosion with the development of cm to dm depth scours. Bushes and trees wash away in near-shore areas. Noticeable forest erosion in the littoral.
XI. Devastating	Tsunami height 12-24 m. The maximum run-up reached 25-40 m. Flooded areas extended more than 1 km inland. Widespread deposit of Sand layers <30cm thick even several hundred meters inland. Pebbles and cobbles largely extended in near-shore areas. Tn boulders transported near-shore and inland over distances less than one hundred metres. Important features of beach erosion with the development of dm depth scours. Large erosion and significant morphological changes on beaches, dunes and river-mouths. Significant forest erosion in the littoral. Coast- line can retreat several m.
XII. Completely devastating	Tsunami height >24m. The maximum run-up reached >40 m. Flooded areas extended to several kilometres inland. Sand layers <30cm thick extended inland over distances of more than one kilometre. Pebbles and cobbles largely extended in near-shore areas. Tn boulders dragged near-shore and inland over distances of even hundred meters. Outstanding features of beach erosion with the development of dm to m depth scours. Strong erosion and outstanding morphological changes on beaches, dunes and river-mouths. Erosional features can extent hundred meters inland. Strong forest erosion in the littoral. Coast-line can retreat several tens of m.

Table 1: Proposed Intensity scale of tsunami environmental effects (TEE-14) to be applied to the different intensity levels of ESI-07 Scale.

To define the new scale related with the environmental effects of earthquake-tsunami events at different intensity levels we propose use a range of maximum tsunami height and tsunami run-up for each level of intensity. Even the size of the tsunami wave depend on the bathymetry, coastal morphology and other local characteristics once the wave reaches the coast, but these parameters are directly related with the tsunami environmental effects onshore. To define the tsunami height for each intensity level we propose the use of the correlation suggested by Papadopoulos and Imamura (2001) between their defined intensity domains and the H (maximum tsunami height in m) and intensity values of Shuto (1993). Also, others parameters as maximum inundation distance, occurrence of sediment layers, type and thickness of sediments, dimension of some erosional features and transport of debris, pebbles and boulders of different size, are used to characterize each intensity level as described in Table 1.

The proposed scale follows the guide-lines of the ESI-07 scale, but has the advantage of (a) an internal coherence using always the same terminology and parameters referred to the Shuto Scale (1993); (b) to use environmental effects checked in post-tsunami surveys of recent tsunami events published in the international literature; (c) to cross-check USGS instrumental intensity records with the ESI-07 Scale at known distances from the affected coasts; (d) to include specific erosive features; and (e) to include the occurrence of discontinuous-continuous sediment layers and their thickness. These two last points (d and e) has the advantage to be applied to the geological record of past tsunami events, and consequently of use for paleoseismological research.

Tsunami Event, year	Mw	Δ (km)	MM Intensity	ESI-07 Intensity	TEE Intensity
Indian Ocean, 2004	9.1	155	VIII-IX*	XII	XII
Java, 2006	7.7	200	VI	X	VIII-IX*
Bengkulu, 2007	8.5	130	VII	VIII	VII
Peru, 2007	8.0	50	VIII	IX	VIII-IX*
Samoa, 2009	8.1	300	V	XI	X
Mentawai, 2010	7.7	70	VII	XI	X
Chile, 2010	8.8	100	VIII	XI	X-XI*
Tohoku, 2011	9.0	70	VIII-IX*	XII	XI

Table 2: Summary data on maximum intensities based on tsunami environmental effects, Modified Mercalli Intensity (MM) extracted from the USGS ShakeMaps-Archive, Moment-Magnitude (Mw) and epicentral distance (Δ) of the affected areas. * Intensities locally recorded in the affected littoral zones.

The proposed scale is based on the ESI-07, but also on data collected for recent tsunami events occurred during the present 21st Century (≥ 7.7 Mw). These have been reviewed and classified, developing a cross-checking among ESI-07 intensities, proposed TEE-14 intensities and MM Intensities extracted from the Instrumental Intensity ShakeMaps of the USGS. The performed evaluation clearly indicate no

relationships between the MM intensity and ESI-07 or TEE ones, but a better approach to the new proposed scale, since the ESI-07 intensities are in most of the cases over- magnified.

Even taking into account that the tsunami size is not only related with the earthquake size (i.e. Mw), but also with the epicentral distance, and local bathymetry and/or morphology of the affected coastal areas, in the studied cases we found direct relation between Mw of the earthquakes and proposed TEE-14 intensity. In this sense, it is clear that the recorded

TEE intensity is not related with the local MM instrumental intensity recorded in the affected zones, but with the size of the causing earthquake event. Therefore tsunamis seems to be efficient processes in transfer the "energy" released offshore to coastal areas even over distances of hundreds of kilometers. In other words, tsunamis transfer the theoretical damage (intensity) experienced in the epicentral offshore area to the closer coastal areas constituting a valuable tool to estimate the maximum size of past events and consequently paleoseismological interest.

We apply the TEE-14 scale to the events cited in Table 2. Two examples are present here:

2007 Bengkulu tsunami, Sumatra (Borrero et al, 2009): Tsunami triggered by an earthquake Mw 8.5. The maximum wave height was 1.65 m. The run-up height average was established in 2 m. with a maximum of 5 m. The average extension of the inundation was <100 m, with a maximum extent of 500 m inland determined by occurrence of debris lines. There was no signal of erosion on the beaches berm ridges, and littoral dune belts. There are no descriptions on the occurrence of sediment layers, either sand, pebbles or boulders. Maximum intensity in the southwest coastal zone of Sumatra (Bengkulu) about 130 km southwest of the epicentre was of VII MM. The application of the ESI-07 Scale indicates that environmental damage reached intensity VIII. The maximum environmental effect of this tsunami is proposed to be classified between Intensity VI (Slightly damaging) and Intensity VII (Damaging).

2010 Chile tsunami (Morton et al., 2010, 2011; Fritz et al., 2011; Lario et al., in press): Tsunami triggered by an earthquake Mw 8.8. The maximum wave height was measured at 17.2m and maximum run-up at 29 m. The inundation reached up to 1 km in shoreline; and up to 3 km in river beds. Strong widespread erosion along beaches originating < 2 m depth scours. Strong erosion of littoral dune and lagoon-sand barrier systems, triggering significant morphological changes on river-mouths. Deposit of sand layers usually <30 cm thick. Occurrence of pebbles and boulders in near-shore areas. Maximum intensity in the coastal zones of the localities of the Peruvian Malue region affected by the earthquake about 90-100 km north and south of the epicentre was of VIII MM, but the earthquake was only located about 3 km offshore. The application of the ESI-07 Scale indicates that environmental damage reached intensity XI in the coastal epicentral area. The maximum environmental effect of this tsunami is proposed to be classified between Intensity X (Very destructive) and Intensity XI (Devastating).

From the studied events it is evident that the nature of the affected zones, especially relatively small islands or presence of coral-reefs, over-magnify the recorded intensities even for magnitudes of 7.7 Mw and epicentral distances of more than 200 km.

Agradecimientos: Spanish Projects: CGL2013-42847-R, CGL2012-33430, CGL2012-37581-CO2-01 and ACI-2009-1037. It is a contribution of the Spanish Working Group of IGCP Project 588 and of the 1299 INQUA Project "EEE Parameterization".

Referencias bibliográficas

- Ambraseys, N. N. (1962). Data for the investigation of the seismic sea-waves in the eastern Mediterranean, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 52, 895–913.
- Borrero, J.C., Weiss, R., Okal, E., Hidayat, R., Suranto, Arcas, D., and Titov, V.V., (2009). The Tsunami of September 12, 2007, Bengkulu Province, Sumatra, Indonesia: Post-Tsunami Field Survey and Numerical Modeling. *Geophysical Journal International*, 178: 180–194.
- Dominey-Howes, D., Dengler, L., Dunbar, P., Kong, L., Fritz, H., Imamura, F., McAdoo, B., Satake, K., Yalciner, A., Yamamoto, M., Yulianto, E., Koshimura, S., and Borrero, J. (2012). *International Tsunami Survey Team (ITST) Post-Tsunami Survey Field Guide*. 2nd Edition. UNESCO-IOC, Paris.
- Fritz H., Petroff C., Catalán P., Cienfuegos R., Winckler P., Kalligeris N., Weiss R., Barrientos S., Meneses G., Valderas C., Ebeling C., Papadopoulos A., Contreras M., Almar R., Domínguez J.C., Synolakis C. (2011). Field survey of the 27 February 2010 Chile tsunami. *Pure and Applied Geophys*, 168, 1989–2010.
- Guerrieri, L. and Vitori, E. Eds (2007). EnvironmentSeismic Intensity Scale 2007-ESI 2007, *Memoria Descrittiva della carta Geologica d'Italia*, Vol. 74, Servizio Geologico d'Italia-Dipartimento Difesa del Suolo, APAT, Roma, Italy, 54pp.
- Guerrieri, L., Tatevossian, R., Vittori, E.; Commerci, V.; Esposito, E.; Michetti, A.; Porfido, S.; Serva, L. (2007). Earthquake environmental effects (EEE) and intensity assessment: the INQUA scale Project. *Boll.Soc.Geol.It.* (Ital.J.Geosci.), 126, 2: 375–386.
- Iida, K. (1970). *The generation of tsunamis and the focal mechanism of earthquakes*, in *Tsunamis in the Pacific Ocean*. W. M. Adams (Editor), East–West Center Press, Honolulu, Hawaii, 3–18.
- Lario, J.; Zazo, C.; Goy, J.L. (in press). 2010 Chile earthquake and tsunami: large magnitude event with low tsunami morpho-sedimentary record. *Quaternary Science Review*
- Lavigne, F., Paris, R., Grancher, D., Wassmer, P., Brunstein, D., Vautier, F., Leone F., Flohic, F., De Coster, B., Gunawan, T., Gomez, Ch., Setiawan, A., Cahyadi, R., Fachrizal, 2009. Reconstruction of tsunami inland propagation on December 26, 2004 in Banda Aceh, Indonesia, through field investigations. *Pure and Applied Geophysics*, 166, 259–281.
- Lekkas, E. Andreidakis, I. Kostaki and E. Kapourani (2013). A Proposal for a New Integrated Tsunami Intensity Scale (ITIS-2012). *Bulletin of the Seismological Society of America*, 103, No. 2B: 1493–1502.
- Morton, R.A.; Buckley, M.L.; Gelfenbaum, G.; Richmond, B.M.; Cecioni, A.; Artal, O.; Hoffmann, C.; Perez, F. (2010). Geological Impacts and Sedimentary Record of the February 27, 2010, Chile Tsunami—La Trinchera to Concepcion. *U.S. Geological Survey Open-File Report* 2010-1116, 22 pp.
- Morton, R.A.; Gelfenbaum, G.; Buckley, M.L.; Richmond, B.M. (2011). Geological effects and implications of the 2010 tsunami along the central coast of Chile. *Sedimentary Geology*, 242, 34–51.
- Papadopoulos, G., and F. Imamura (2001). A proposal for a new tsunami intensity scale, *ITS 2001 Proceedings*, Session 5, Number 5-1.
- Shuto, N. (1993). Tsunami mantle magnitude and disasters, In: *Tsunamis in the World*, S. Tinti (Editor), Kluwer, Dordrecht, 197–216.
- Sieberg, A. (1927). *Geologische, physikalische und angewandte Erdbebenkunde*, Verlag von Gustav Fischer, Jena, 572 pp.
- Soloviev, S. L. (1970). Recurrence of tsunamis in the Pacific. In: *Tsunamis in the Pacific Ocean*, W. M. Adams (Editor), East–West Center Press, Honolulu, Hawaii, 149–163.



TSUJAL PROJECT AND MARINE SURVEY: CRUSTAL CHARACTERIZATION OF THE RIVERA PLATE-JALISCO BLOCK BOUNDARY AND ITS IMPLICATIONS FOR SEISMIC AND TSUNAMI HAZARD ASSESSMENT

Proyecto y campaña marina TSUJAL: caracterización del peligro sísmico y tsunamigénico asociado a la estructura cortical del contacto Placa de Rivera-Bloque de Jalisco

R. Bartolomé (1), D. Córdoba (2), F. Nuñez (3), JJ Dañobeitia (4), J. L. Alonso(4), A. L. Cameselle (1), Arturo Castellón (4), F. Estrada (1), M. Farran (1), H. Perea (1), M. Prada (1) y TSUJAL Working Group(5)

- (1) Instituto de Ciencias del Mar-CSIC, P. Marítimo de la Barceloneta 37-49, 08003 Barcelona, Spain, rafael@icm.csic.es
(2) Universidad Complutense de Madrid. Ciudad Universitaria, Plaza Ciencias, s/n, 28040 Madrid, Spain
(3) Centro Universitario de la Costa (CUC), Av. Universidad 203, Del. Ixtapa, 48280 Pto. Vallarta, Mexico
(4) Unidad de Tecnología Marina -CSIC, P. Marítimo de la Barceloneta 37-49, 08003 Barcelona, Spain
(5) TSUJAL Working Group: D. Escribano, Q. J. Gutierrez, J. I. Pinzon, J. Y. Lopez, S. Valle, F. Ponce

Keywords: multichannel seismic, wide angle seismics, west margin of Mexico, seismic hazard assessment.

Abstract: During the spring of 2014, scientists onboard the RSS James Cook explored the western margin of Mexico through a dense geophysical sampling of the plates. Data obtained during the oceanographic survey images the crustal transition from an active margin where the Rivera Plate subducts beneath the North American plate, a process that has been taking place since Middle Miocene (10 Ma), to the rifting zone in the Gulf of California. The tectonic processes occur in a geological setting of high seismicity, where earthquakes $M=8.2$ have taken place and where a high probability of tsunami generation exists. From a tectonic point of view, this is a complex region where several plates interact with accretionary processes in the East Pacific Rise, subduction processes occurs in the Middle American Trench and an important segmentation of extensional faults exists in the mouth of the Gulf of California. The new TSUJAL seismic images and models recently obtained unravel the geometry and morphology of faults and mass wasting, possible sources of seismic and tsunami events, as well as the crustal structure in the different domains of the Mexican margin.

TSUJAL PROJECT AND MARINE SURVEY

TSUJAL project, which acronym comes from the words TSU-nami and JA-lisco, is a Collaborative Research Project funded by the Spanish National Agency in the frame of the "Convocatoria de ayudas de Proyectos de Investigación Fundamental no orientada" call. TSUJAL has two principal general objectives; first to characterize and determine the nature of the lithosphere and its structure, from the seafloor across the crust and down to the mantle, and identify the sources (faults, landslides...) which can trigger earthquakes and tsunamis on the West coast of Mexico. The second general objective is a seismicity study which includes an offshore network of 16 OBS recording passive seismics for a minimum period of 6 months, at present not yet scheduled by the authorities.

The characterisation of the shallow and deep internal structure of the active Rivera Plate-Jalisco Block collision/subduction zone, will certainly benefit the knowledge on the occurrence of strong earthquakes associated with a high seismic risk and natural hazards (tsunamis) with a significant socio-economic incidences within Mexico.

The project, with a budget of 302500 €, is the result of a close collaboration between different Spanish Research Institutions like the Universidad Complutense de Madrid (UCM), Unidad de Tecnología Marina (UTM-CSIC), Real Instituto y Observatorio de la Armada (ROA), Universidad Politécnica de Madrid (UPM) and the Instituto Geográfico Nacional (IGN). The Mexican counterpart will be the Universidad de Guadalajara (UDG), Centro de Investigaciones Científicas y Educación Superior de Ensenada (CICESE) and the Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM). The Government of Jalisco

State has provided funding to this project with a parallel proposal through FOMIX (Fondo Mixto CONACYT-Gobierno del Estado de Jalisco), up to 7.180,700 pesos (aprox. 430000 €) and all the logistic during the deployment of land stations. The UNAM also participate providing the research vessel PUMA as a key scientific infrastructure to acquire a previous bathymetry data in the areas where the OBS have been deployed during the acquisition of the TSUJAL survey. Last, the Mexican Army provided the military vessel ARM Holzinger as a chase boat during all the acquisition survey.

The TSUJAL marine cruise, named the same as the project, has been successfully accomplished between 17th February and 19th March 2014 and leaded by R. Bartolomé (ICM-CSIC) onboard the English vessel RSS James Cook. At the same time, around 100 land stations have been deployed along the coast collecting data mainly at the Rivera Plate and the Jalisco Block, West Pacific coast of Mexico between 18 ° 00' N to 22 ° 30' N (Fig. 1)

The scientific experiment TSUJAL took place aboard the RSS James Cook, under a barter agreement between the NERC (UK) and the CSIC (Spain). The barter cruise exchange is part of the Ocean Facilities Exchange Group (OFEG), a forum of Europe's leading oceanographic research organisations for the Global and Ocean Class research fleet. OFEG aims to maximise the overall scientific output using its state-of-the-art facilities in support of the worldwide oceanographic community.

During the cruise we conduct a detailed marine geophysical study using seismic refraction and reflection methods, along with multibeam mapping, magnetic and gravity records. Thus, the vessel RSS James Cook (NERC, UK) departed from Manzanillo with technicians and acoustic equipment

from the NERC and UTM-CSIC, on the 18th February 2014. First action was devoted to deploy 16 OBS, to shoot a refraction line and to recover the OBS. Then, 14 MCS lines were acquired with a 6 km length streamer. Finally, 16 OBS were deployed again in the vicinity of Islas Marias, and 6 refraction profiles were recorded again by OBS and land stations. The last action was the OBS recovering to finally docking the vessel on March 19th in Manzanillo. During the refraction acquisition, around 100 land stations have been deployed on land in order to characterize the offshore-onshore crustal transition, recording the acoustic signals generated from the vessel.

GEOLOGICAL SETTING

The western Mexico includes, from north to south, a transform margin formed by a set of spreading ridges among transform faults that are the continuation of the San Andreas fault to the south and under the waters of the Gulf of California (or Sea of Cortez). This swarm of strike-slip faults is the Pacific-North American plates conform the boundary between the Pacific and North American plates from 32° N to 23° N. A convergent paleomargin whose activity ceased 10 Ma ago is located west of the Gulf of California (Lonsdale, 1989). At the southern end of the Gulf of California, the most notable structural feature is the 70 km long Tamayo transform fault, which connects to the south with the accretion zone of the Pacific-Rivera Rise (PRR). The PRR is the plate boundary between the Rivera and Pacific plates, which takes place between 23° N and 19° N. The SW end of the PRR is the triple junction between the Rivera, Pacific and NA plates. Somewhere further south, the accretion of new oceanic crust forms a boundary between the Cocos and the Pacific plates. Around 21° N and East of the Rivera plate we found the northern end of the Middle America Trench (Middle America Trench, MAT), which forms the active convergent margin of western Mexico, a collision zone where the Rivera microplate and Cocos plate subduct beneath the NA plate, respectively (Fig. 1).

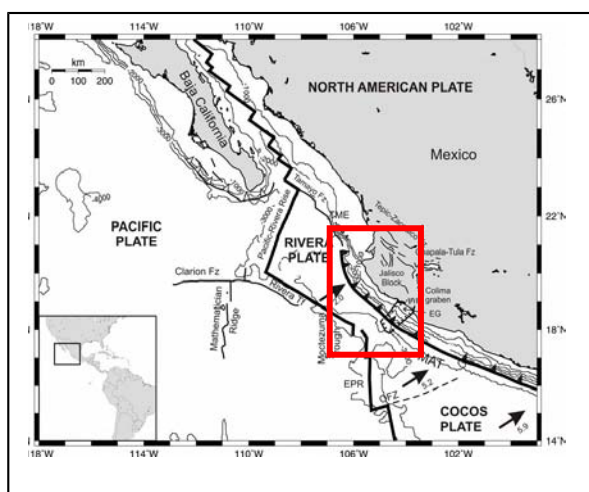


Figure 1: Location map of study area (red box) showing the major tectonic features: Rivera and Cocos plates subducting beneath the North American plate and transform faults zones associated to spreading. The relative rates of convergence (cm / year) between oceanic and continental plates are indicated by arrows (Pardo et al, 1995). EPR: East Pacific Rise, MAT: Middle America Trench, OFZ, Orozco Fracture Zone; TME: Tres Marias Rise, EG, El Gordo Graben.

The western margin of Mexico is one of the most active seismic zones in America. It is also a region where large earthquakes ($M=8.2$) have occurred with very destructive consequences, including the generation of big tsunamis. From a tectonic point of view, this region is highly complex due to the interaction of several tectonic plates, the processes of oceanic accretion in the East Pacific Rise and

subduction in the Middle American Trench, and the major extensional fault segmentation within the Gulf of California. Up to now, only the southern part of the studied area has been hit by large earthquakes to date.. This fact suggests that the northern Jalisco coastal area, including the Bay of Banderas off Pto. Vallarta (20.6°N), is also a zone of high seismic potential. In addition, not only earthquakes associated with subduction processes occur in the region, also large intraplate earthquakes such as the events of December 27, 1568, and February 11, 1872 take place. Moreover, three active volcanoes rise in this region, namely: Sanganguey, Ceboruco, and the Fire Volcano (also known as Colima, and Zapotlán) the most active volcano in Mexico. For these reasons, the TSUJAL project proposes a combined sea-land study with investigations involving the application of various geophysical techniques in the marine as well as in the continental parts of the project area.

The macroseismic history of the region dates back to 1544. In the last 160 years, there have been 8 major earthquakes with $M_s > 7.4$ (see Table 1). Although the tsunami of 1995 affected a 200 km stretch of coast, severe damage was confined to areas with shallow shoreline topography. The recurrence time estimated by Singh et al (1985) for earthquakes similar to the 1932 on the coast of Jalisco is 77 years and considering that the earthquake of 1995 was generated with the rupture of only the southern half of the fractured area in 1932, suggests that the occurrence likelihood of an event similar to 1995 in a relatively short period of time is very high. On the other hand, the complexity of this region is reflected in the tectonic existence of unknown structures or not studied so far, capable of generating earthquakes of medium magnitude (7.0 - 7.6) as occurred near the Islas Marias, on December 3, 1948 ($M = 7.0$), which caused great destruction. These last two earthquakes may be related to the almost certain existence of an oblique subduction of the Rivera Plate.

# Event	Date	Magnitude
1	11 february 1875	$M_s = 7.5$ (Singh et al, 1985)
2	20 January 1900	$M_s = 7.9$
3 and 4	16 may 1900	$M_s = 7.4$
4 and 5	3 and 18 June 1932	$M_s = 8.2$ and 7.8
5	10 January 1973	$M_s > 7.5$ (Eissler and McNally, 1984)
6 and 7	19 and 20 sep 1985	$M_s = 8.1$ and 7.8 ,
8	09/10/1995	$M_w = 8.0$

Table 1: Earthquakes with $M_w = 8.0$ hitting the area of study in the last 160 years.

In terms of seismic data, few single channel seismic profiles are available in the literature (Bourgeois and Michaud, 1991; Khutorskoy, et al., 1994; Michaud et al., 1996), one 3-fold profile (Bandy et al., 2005), and five multichannel seismic data, acquired in 1996, published by our team (Bartolome et al. 2011). These data show active shallow strike-slip tectonics and a subsidence in the upper (first second twt) continental slope area at 18.5°N, and the subducting Rivera plate crustal structure has been only well identified near Pto. Vallarta at 21°N. TSUJAL will solve this lack of information after the intensive survey between 18°N and 22°N

OBJECTIVES OF THE TSUJAL CRUISE

This cruise aims to carry out studies of seismology (seismicity, multichannel reflexion and wide angle seismics), magnetics, gravity, high resolution bathymetry and geology, to achieve a geophysical characterization of the structure and tectonics in the Rivera plate and the Jalisco Block. The results will be of paramount importance to understand the tectonic processes and seismic hazard in this region and its relation to the Pacific plate.

The specific objectives of the survey are:

1. Characterize the subduction of the Rivera plate along the western Mexican margin, clarifying the convergence direction and angle of subduction. We will reveal these parameters in the oceanic crust, the trench, the continental slope and rise and up to the coast.
2. Identify the active structures, mainly faults, with recent neotectonic deformation that are candidates for generating earthquakes and tsunamis. A large effort has been dedicated to image the shallow geometry, pattern and style of deformation of the morphological structures using high-resolution methods, and the correlation with its seafloor topography. These parameters are a contribution of paramount importance for modellers giving the required values to compute tsunami time arrivals and run up of the water column.
3. Identify and characterize mass transport deposits and submarine landslides associated to active faults, emphasizing the ones that can generate earthquakes and tsunamis.
4. Provide new constraints into the deep crustal structure, nature of the crust, and timing of the main tectonic events using chronology from already acquired DSDP and ODP cores. Special attention will be devoted to the northern part of the Rivera plate, where the subduction regime changes to a ridge with a spreading processing at the vicinity of Islas Marias.
5. Acquire a network of deep seismic profiles of wide angle refraction/reflection at sea and on land to investigate the structure of the lithosphere in the area of contact between the Rivera Plate and the Jalisco block and the northeast edge contact between the Rivera Plate and the North American Plate. To accomplish the objective, it will be deployed a set of 100 land seismic stations and 16 OBS in the sea area, off the coast of Jalisco.
6. Characterize of the crustal structure of the Jalisco margin up to the internal areas of the Jalisco block, in a SW-NE transect, of 400 km in length. Determination of the subduction angle.
7. Perform a 3-D high-resolution bathymetry study of the seafloor and sediment structure in the Bay of Banderas in order to identify recent faults and possible areas of submarine detachment that can produce tsunamis.
8. Simultaneously acquire gravity and magnetism along the seismic profiles in order to identify the crust density and magnetic anomalies. We use these data to help the interpretations of seismic data.

METHODS

Multichannel seismic survey:

We used for the first time 6 km length streamer of the RV Sarmiento de Gamboa seismic equipment for acquisition in the RRS James Cook, to obtain deep multichannel across the Rivera Plate. The resulting 15 profiles image with unprecedented resolution and penetration the structure of the above referred structures, basins and margins. A total of 823 nautical miles (1524 km) of deep multichannel seismic data has been obtained during this cruise (Fig. 2).

Underway marine geophysical survey:

Simultaneously with the seismic survey, 2936 nautical miles (approx. 5438 km) swath-bathymetry, acoustic backscatter, sub-bottom profiler, gravity and magnetics data were acquired providing complementary information of the seafloor morphology, sub-seafloor deformation and crustal structure. An average of one XBT (Expendable Bathy Thermographs) per day has been launched during the survey in order to measure water velocity profile and whose values have been integrated into the echosunders

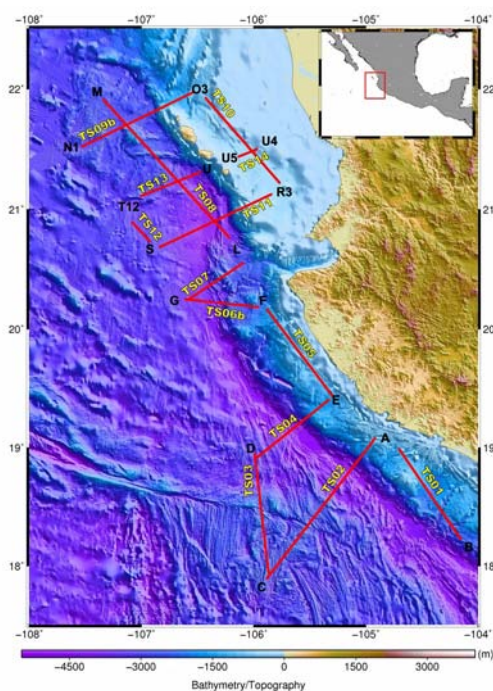


Figure 2: Multichannel seismic profiles TS01 to TS14 acquired during TSUJAL survey (position based on the center of source location during MCS shooting)

Wide angle seismic:

Nine profiles of wide angle seismic have been acquired, eight of them near the Marias Islands and one off Manzanillo, coincident with MCS profile TS02, in order to investigate the structure and nature of the lithosphere structure at the Northern and Southern ends of the Rivera Plate. A total of 522 nautical miles have been sounded at sea with the help of 16 OBS from the UTM- CSIC pool deployed two times during the survey, and 100 land stations (Fig. 3).

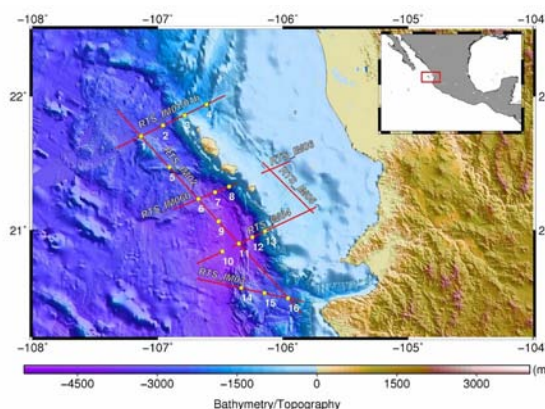


Figure 3: Bathymetric and topographic map showing the location of WAS line RTS_IM01 to RTS_IM06. Yellow circles depict the location of the OBSs.

A strong understanding of the Mexico subduction region (geometry, seismic zone of subduction, faults and rupture width, etc.) and detailed information about the crustal structure along the Rivera Plate is required to carry out seismic hazard studies.

Thus, future analysis and interpretation of seismic data provided by the OBSs deployed in the seafloor and 100

land stations located onshore will allow to resolve the structure and document the velocity/depth structure and geometry of the oceanic crust subducting beneath North American plate along the active margin of Mexico at various locations. Additionally, multichannel seismic data together with seafloor and subseafloor information from multibeam and parametric echosounders images, from the continental shelf to the abyssal plain, the entire margin.

We will use all this multiscale seismic imaging of active faults at sea to reveal the geometry and structure of the seismogenic Mexican fault zones. The integration of multiple types of resolution seismic data has an attractive potential for new investigations and seismic (and tsunamigenic) hazard assessment because the seismic parameters (i.e. geometry, slip rate, maximum magnitude, recurrence period and elapsed time from last earthquake) can be constrained. These parameters are critical for assessing the seismic hazard models of Mexico, especially when considering large-magnitude earthquakes, and to constrain tsunami models.

Acknowledgements: This research was supported by TSUJAL (*Crustal characterization of the Rivera Plate-Jalisco Block boundary and its implications for seismic and tsunami hazard assessment*, CGL2011-29474-C02-01) and FOMIX (*Fondo Mixto CONACYT-Gobierno del Estado de Jalisco*) projects. This work could not have been possible without the aid of the technical staff at UTM-CSIC, NERC, crew of RSS *James Cook*, *Holzinger* and the Mexican SEMAR and authorities. R. Bartolome acknowledges financial support through the *Ramon y Cajal* program.

References

- Bandy, W.L., Michaud, F., Bourgois, J., Calmus, T., Dymant, J., Mortera-Gutiérrez, C.A., Ortega-Ramírez, J., Pontoise, B., Royer, J.-Y., Sichler, B., Sosson, M., Rebolledo-Vieyra, M., Bigot-Cormier, F., Díaz-Molina, O., Hurtado-Artunduaga, A.D., Pardo-Castro, G. & Trouillard-Perrot, C. (2005), Subsidence and strike-slip tectonism of the upper continental slope off Manzanillo, Mexico, *Tectonophysics* 398, 115–140.
- Bartolome, R., Dañobeitia, J.J., Michaud, F., Córdoba & D., Delgado-Argote, L. (2011). Imaging the seismic crustal structure of the western Mexican margin between 19°N and 21°N, *Pure and Applied Geophysics*, 168, 1373-1389.
- Bourgois, J. & Michaud, F. (1991), Active fragmentation of the North American plate at the Mexican Triple Junction Area off Manzanillo (Mexico), *Geomarine Letters* 11, 59-65.
- Eissler, H. K. & McNally, K. C. (1984), Seismicity and tectonics of the Rivera Plate and implications for the 1932 Jalisco, Mexico, earthquake, *J. Geophys. Res.* 89, 4520-4530.
- Khutorskoy, M.D., Delgado-Argote, L.A., Fernández, R., Kononov, V.I. & Polyak, B.G. (1994), Tectonics of the offshore Manzanillo and Tecpan basins, Mexican Pacific, from heat flow, bathymetric and seismic data, *Geofis. Intern.* 33, 161-185.
- Lonsdale, P. (1989), Geology and tectonic history of the Gulf of California. In: *The Eastern Pacific Ocean and Hawaii*, Geological Society of America, *The Geology of North America* (E.L. Winterer, D.M. Hussong, R.W. Decker, ed.), 499-521.
- Michaud, F., Mercier de Lepinay, B., Bourgois, J. & Calmus, T. (1996), Evidence for active extensional tectonic features within the Acapulco trench fill at the Rivera-North America plate boundary, *C.R.Acad. Sci., Paris t. 321 série IIa*, 521-528.
- Pardo, M. & Suárez, G. (1995), Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications. *J. Geophys. Res.* 100, 12,357-12,373.
- Singh, S. K., Ponce, L. & Nishenko, S. (1985), The great Jalisco, Mexico earthquake of 1932: subduction of the Rivera plate. *Bull. Seismic. Soc. Amer.* 75, 1301-1313.



SUBMARINE PALEOSEISMOLOGY ON THE SANTA POLA FAULT (BAJO SEGURA BASIN, WESTERN MEDITERRANEAN): DERIVATING DIRECT ON-FAULT PALEOEARTHQUAKES

Paleosismología submarina en la falla de Santa Pola (Cuenca del Bajo Segura, Mediterraneo Occidental): Obteniendo el registro de paleoterremotos directamente de una falla

H. Perea (1), E. Gràcia (1), S. Martínez-Loriente (1) and R. Bartolomé (1)

(1) Barcelona-CSI, Dpt.. Geociències Marines, Institut de Ciències del Mar-CISC, Psg. Marítim de la Barceloneta, 37-49. 08003-Barcelona. hperea@icm.csic.es

Resumen/resumo: La cuenca del Bajo Segura está localizada en la terminación norte de la Zona de Cizalla de las Béticas Orientales. La evolución geológica de esta cuenca está controlada por varias estructuras activas que acomodan parte de la deformación derivada de la convergencia entre Nubia y Eurasia. La falla de Santa Pola es una de las estructuras activas localizadas en la zona marina de la cuenca. En un perfil de alta resolución hemos realizado un análisis de paleosismología submarina que ha dado como resultado la identificación de entre 6 y 10 paleoterremotos ocurridos entre 140 ka y 444 ka, resultando en un intervalo de recurrencia que varía entre 30 ka y 50 ka. También ha sido posible obtener una tasa de deslizamiento vertical, el salto vertical por evento y la magnitud máxima para cada uno de ellos.

Palabras clave: Paleosismología submarina, Fallas activas, Sísmica de alta resolución, Cuenca del Bajo Segura.

Abstract: The Bajo Segura basin is located at the northern termination of the East Betic Shear Zone. The geological evolution of this basin is controlled by a number of active faults and folds that accommodates part of the deformation driven by the convergence between the Nubian and Eurasian plates. The Santa Pola fault is one of the active structures located on the offshore of the Bajo Segura basin. In a high resolution sparker single channel seismic profile we have performed a submarine direct on-fault paleoseismic analysis resulting in the identification of 5 to 10 post-seismic growth sequences. These sequences may be related to 6 to 10 paleoearthquakes occurred between 140 ka and 444 ka, accounting for a recurrence interval ranging from 30 ka to 50 ka. It has also been possible to obtain a long term vertical slip rate, the vertical slip per event and the maximum magnitude of each one.

Key words: Submarine paleoseismology, Active faults, High resolution seismics, Bajo Segura Basin.

INTRODUCTION

The East Betic Shear Zone (EBSZ) is a large left-lateral strike-slip fault system of sigmoid geometry (figure 1) (Silva *et al.*, 1993) that accommodates part of the deformation driven mainly by the NW-SE convergence (4-5 mm/yr) between the Nubian and Eurasian plates (Nocquet, 2012). The Bajo Segura fault zone (BSFZ) is the northern terminal splay of the EBSZ (figures 1 and 2).

This area is marked by moderate to low instrumental seismic activity and magnitude earthquakes (figures 1). Nevertheless, this zone has been affected by moderate to large historical earthquakes of which the largest is the 1829 Torrevieja earthquake (IEMS98 IX-X) (Martínez Solares and Mezcua, 2002). The BSFZ comprises active faults and folds resulting from the transpressive setting established since the Plio-Pleistocene (i.e. Alfaro *et al.*, 2012; Perea *et al.*, 2012).

Here we focus on the Santa Pola Fault (SPF3 in figure 2) an offshore fault of the BSFZ, and present the results of the direct on-fault submarine paleoseismological study carried out in this fault using the high-resolution sparker single channel seismic (SCS) profiles acquired during the marine geophysical EVENT-SHELF cruise (2008).

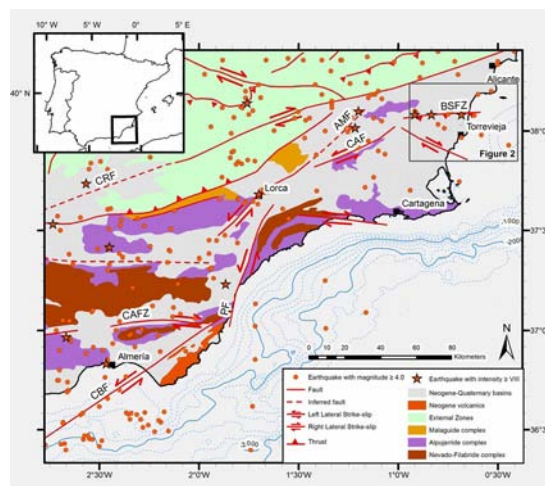


Figura 1: Mapa geológico del sureste de la Península Ibérica (Sanz de Galdeano *et al.*, 1995). Terremotos (IGN, 2013); estrellas rojas: históricos; puntos rojos: instrumentales. AMF: Falla de Alhama de Murcia; BSFZ: Zona de falla del Bajo Segura; CAF: Falla de Carrascoy; CAFZ: Zona de falla del Corredor de la Alpujarras; CBF: Falla de Carboneras; CRF: Falla de Crevillente; PF: Falla de Palomares. Inserción: Mapa de la Península Ibérica.

Figure 1. Regional geological map (Sanz de Galdeano *et al.*, 1995) of the southeastern Iberian margin. Earthquakes (IGN, 2001); red stars: historical; red dots: instrumental. AMB: Alhama de Murcia fault; BSFZ: Bajo Segura fault zone; CAF: Carrascoy fault; CAFZ: Corredor de la Alpujarras fault zone; CBF: Carboneras fault; CRF: Crevillente fault; PF: Palomares fault. Inset: Iberian Peninsula map.

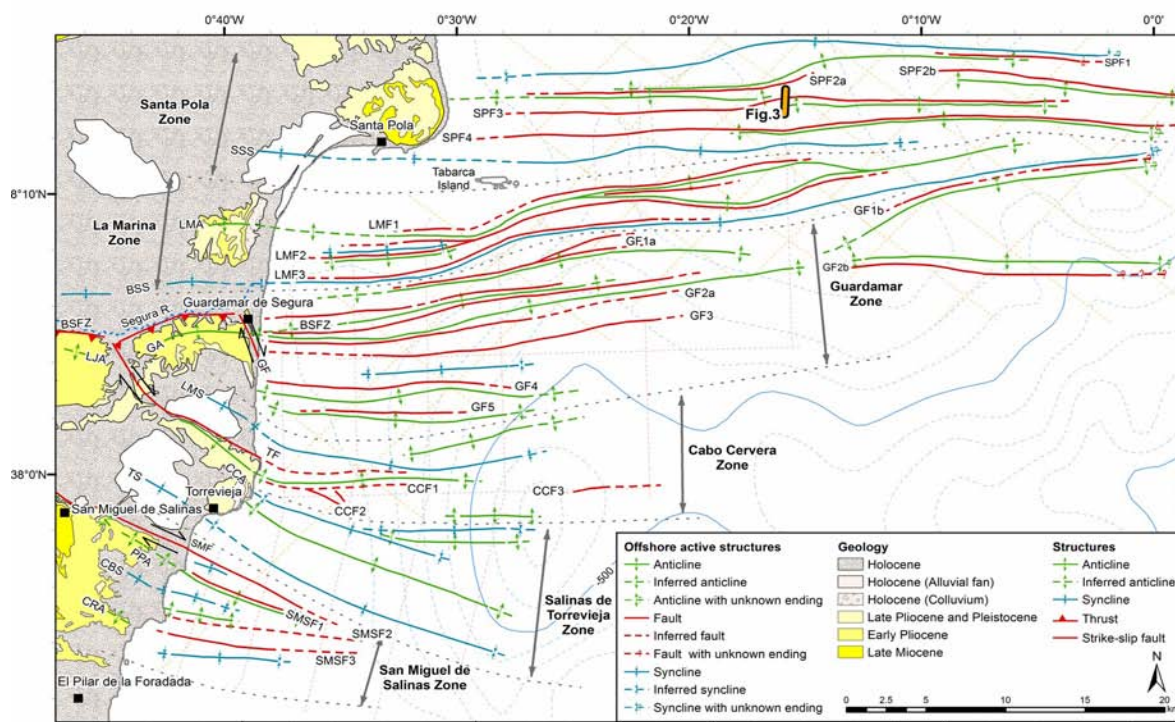


Figure 8

Figura 2. Mapa geológico (Alfaro *et al.*, 2002) y batimétrico de la cuenca del Bajo Segura mostrando las estructuras geológicas activas situadas en el mar (Perea *et al.*, 2012). Fallas: BSFZ: Zona de falla del Bajo Segura; GF: Falla de Guardamar; SMF: Falla de San Miguel de Salinas; TF: Falla de Torrevieja. Pliegues: BSS: Sinclinal del Bajo Segura; CBS: Sinclinal de Cala del Bosque; CCA: Anticinal de Cabo Cervera; CRA: Anticinal de Cabo Roig; GA: Anticinal de Guardamar; LJA: Anticinal de Lomas de la Juliana; LMA: Anticinal de La Marina; LMS: Sinclinal de La Mata; PPA: Anticinal de Punta Prima; SSS: Sinclinal de Salinas de Santa Pola; TS: Sinclinal de Torrevieja.

Figure 2. Geological (Alfaro *et al.*, 2002) and bathymetric map of the Bajo Segura basin showing the offshore active geological structures (Perea *et al.*, 2012). Faults: BSFZ: Bajo Segura fault zone; GF: Guardamar fault; SMF: San Miguel de Salinas fault; TF: Torrevieja fault. Folds: BSS: Bajo Segura syncline; CBS: Cala del Bosque syncline; CCA: Cabo Cervera anticline; CRA: Cabo Roig anticline; GA: Guardamar anticline; LJA: Lomas de la Juliana anticline; LMA: La Marina anticline; LMS: La Mata syncline; PPA: Punta Prima anticline; SSS: Salinas de Santa Pola syncline; TS: Torrevieja syncline.

THE BAJO SEGURA BASIN

The Bajo Segura basin is located in the Eastern Betic Cordillera (SE Spain) and extends eastwards into the Mediterranean Sea (figures 1 and 2). The basin is infilled by a succession of Upper Miocene to Quaternary sedimentary units (Montenat, 1977; Alfaro *et al.*, 2012). This sedimentary cover overlies a basement forming part of the Internal Zone of the Betic Cordillera (Triassic calcareous metamorphic rocks of the Alpujarride complex).

A transpressive regime is influencing the geologic evolution of the Bajo Segura basin area, with a NNW-SSE compressive stress field from the upper Miocene to the Present (Silva *et al.*, 1993; Alfaro *et al.*, 2012). It has been reported a number of faults and folds affecting the Plio-Quaternary sedimentary units (i.e. Alfaro *et al.*, 2012; Perea *et al.*, 2012) providing evidence of recent Quaternary activity in the Bajo Segura basin (figure 2).

Perea *et al.* (2012) identified up to six units (I1 to I6) on the high-resolution sparker SCS profiles that are bounded by five horizons (H1 to H5). These authors relate the horizons to regional erosional surfaces produced during the Quaternary global sea level

lowstands and, thus, they could be correlated with Marine Isotopic Stages (MIS): a) H1 to MIS2 (20 ka); b) H2 to MIS6 (135 ka); c) H3 to MIS8.2 (247.6 ka); d) H4 to MIS10 (341 ka); and e) H5 to MIS 12 (434 ka).

SUBMARINE PALEOSEISMOLOGY: SANTA POLA FAULT

Submarine paleoseismology merge and integrate two well-established disciplines, paleoseismology and marine geology, to detect and describe the occurrence of paleoearthquakes on faults located underwater. Recently, the identification of active fault growth sequences on high-resolution seismic profiles has allowed to derive the submarine paleoearthquake records directly on-fault (i.e. coseismic vertical increments of displacement) (Brothers *et al.*, 2009; Barnes and Pondard, 2010).

The Santa Pola fault (SPF3 in figures 2 and 3) strikes approximately E-W and has a length of about 35 km. The high-resolution sparker SCS profile EVS-29 (figure 3) images a vertical fault that is folding and offsetting horizons H5 and H3, and probably would have affected horizon H2 but this is eroded across de

fault zone. Below unit I3 seems that sedimentation has been continuous, although horizon H4 have not been identified in the area. Moreover, in the profile EVS-29 it could be observed that units at each side of the fault zone do not present the same thickness. All these observations points to that fault as a valid case to perform a direct on-fault paleoseismological study (Barnes and Pondard, 2010).

To perform the paleoseismological analysis the same reflectors have been identified on the downthrown and upthrown blocks and the accumulated vertical displacement for each reflector has been calculated.

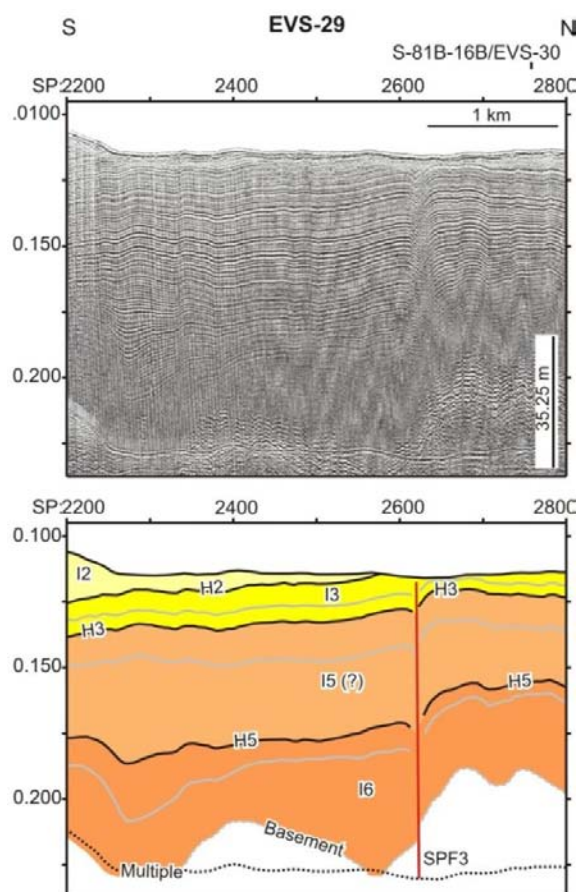


Figura 3: Detalle del perfil de alta resolución SCS de sparker EVS-29 en la zona de Santa Pola (ver localización en la figura 2) y la interpretación que muestra las unidades sísmo-estratigráficas y la falla de Santa Pola (SPF3) (Perea et al., 2012).

Figure 3. Detail of the high-resolution sparker SCS profile EVS-29 in the Santa Pola zone (see location in figure 2) and line drawing showing the seismo-stratigraphic units and Santa Pola fault (SPF3) (Perea et al., 2012).

To this calculation it has been assumed a sound velocity of 1600 m/s. Figure 4 shows the plot of the vertical displacement accumulation through time estimated on profile EVS-29.

DISCUSSION AND CONCLUSIONS

From the analysis of figure 4 we calculate a vertical accumulated displacement of 7.1 m in 257 ka (from 184 ka to 441 ka). This allow us to estimate a vertical slip rate for the Santa Pola fault of about 0.03 mm/a.

We should consider the possibility that this could be a strike-slip fault with vertical movement and, thus, this slip rate should be considered as minimum.

Regarding the interpretation of the obtained plot two possible scenarios are discussed depending on the number of post-seismic growth sequences recognized. These sequences are identified on the basis of a change from a section of the curve approximately flat to an inclined one (Barnes and Pondard, 2010). The first one corresponds to the identification of 5 post-seismic growth sequences, implying the occurrence of 6 paleoearthquakes in a period of about 300ka (between 140 ka and 444 ka). This gives a recurrence of 50 ka between events. However, it could be discussed the existence of a cluster of seismicity between 408 ka and 444ka. In this case there are 4 events in 36ka, one event every 9 ka, and after two events in 264 ka. The calculated vertical displacement for each event ranges between 0.1 m to 1.6 m to obtain magnitudes between 6.0 and 7.1 using the relationships from Wells and Coppersmith (1994).

The second scenario points to the occurrence of 10 paleoearthquakes related to the observation of 10 post-seismic growth sequences. These events may have occurred also during 300 ka resulting in a recurrence of 30 ka. Nevertheless, two clusters of events could be discussed. The first one is composed by 5 events during 48 ka (from 396 ka to 444 ka), which gives a recurrence around 9.6 ka. The second cluster could include 3 events during 36 ka (between 309 ka and 345 ka) giving a recurrence of 12 ka. The last 2 events, to sum the 10 paleoearthquakes, may have occurred between 198 ka and younger than 143 ka. The vertical displacement for each event is between 0.1 m to 1.3 m. The magnitudes corresponding to these displacements range from 5.9 to 7.0 according to the Wells and Coppersmith (1994) relationships.

To conclude, it has been calculated a vertical slip rate of 0.03 mm/a for the Santa Pola fault. Furthermore, this fault is capable to produce large earthquakes. We have identified between 5 and 10 post-seismic growth sequences that imply the occurrence of 6 to 10 paleoearthquakes between 140 ka and 444 ka, accounting for a recurrence interval between 30 ka and 50 ka. The vertical displacement for each event ranges from 0.1 m to 1.6m and the estimated magnitude may vary between 5.9 and 7.1. Nevertheless, all this data has a large uncertainty since the age of the reflectors is based on the correlation of the horizons H1 to H5 with Marine Isotopic Stages. To improve our knowledge about the age of these horizons some coring and dating should be necessary.

Agradecimientos: The authors acknowledge the support of the Spanish Ministry of Science and Innovation through National Projects IMPULS (REN2003-05996MAR), EVENT (CGL 2006-12861-C02-02) and SHAKE (CGL 2011-30005-C02-02); Acciones Complementarias EVENT-SHELF (CTM 2008-03346-E/MAR) and SPARKER (CTM 2008-03208-E/MAR); and ESF TopoEurope TOPOMED project (CGL 2008-03474-E/BTE). Hector Perea is fellow researcher at ICM-CSIC under the Juan de la Cierva contract nº JCI-2010-07502 funded by the Spanish Ministry of Science and Innovation.

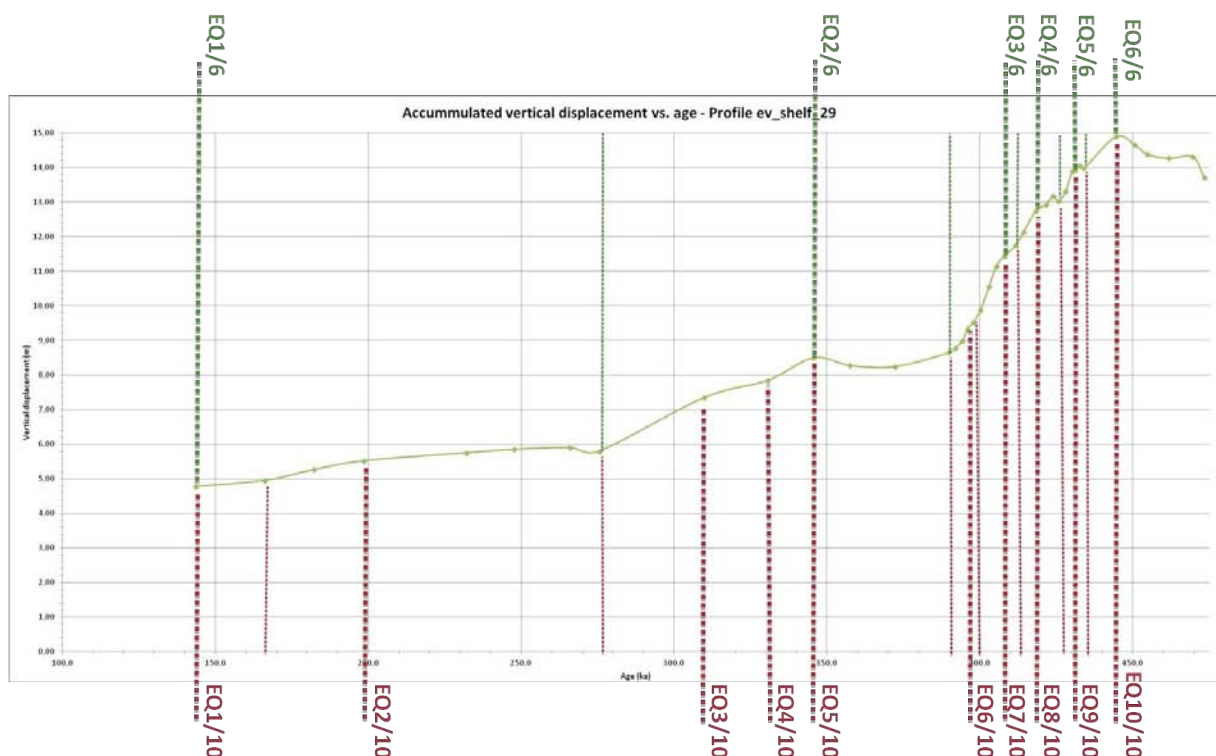


Figura 4: Gráfica que muestra el desplazamiento acumulado con el tiempo, derivado de las diferentes elevaciones estructurales medidas en cada bloque de la falla de Santa Pola en el perfil EVS-29. Se muestran dos interpretaciones diferentes de paleoterremotos, una mas conservativa (10 eventos; en rojo) y una menos (6 eventos; en verde).

Figure 4. Plot of vertical displacement accumulation through time, derived from structural elevation differences measured across each end of the profile EVS-29. Two different interpretation of paleoearthquakes are shown, the most (10 events; red) and the less (6 events; green) conservatives.

References

- Alfaro, P., Andreu, J.M., Estévez, A., Soria, J.M. & Teixidó, T. (2002). Quaternary deformation of the Bajo Segura blind fault (eastern Betic Cordillera, Spain) revealed by high-resolution reflection profiling: *Geological Magazine*, 139, 331–341.
- Alfaro, P., Bartolome, R., Borque, M.J., Estévez, A., García-Mayordomo, J., García-Tortosa, F.J., Gil, A.J., Gràcia, E., Lo Iacono, C. & Perea, H. (2012). The Bajo Segura Fault Zone: Active blind thrusting in the Eastern Betic Cordillera (SE Spain): *Journal of Iberian Geology*, 38, 271–284.
- Barnes, P.M. & Pondard, N. (2010). Derivation of direct on-fault submarine paleoearthquake records from high-resolution seismic reflection profiles: Wairau Fault, New Zealand: *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 11.
- Brothers, D.S., Driscoll, N.W., Kent, G.M., Harding, A.J., Babcock, J.M. & Baskin, R.L. (2009). Tectonic evolution of the Salton Sea inferred from seismic reflection data: *Nature Geoscience*, 2, 581–584.
- IGN (2013). *Catálogo de terremotos en el área de la Península Ibérica e Islas Canarias* (<http://www.ign.es/ign/layout/tln/sismoFormularioCatalogo.do>). Last access October 2013.
- Martínez Solares, J.M. and Mezcuá, J. (2002). *Catálogo sísmico de la Península Ibérica (880 a.C.-1900) (Monografía núm.18)*: Dirección General IGN.
- Montenat, C. (1977). *Les bassins néogènes et quaternaires du levant d'Alicante à Murcie (Cordillères Bétiques Orientales, Espagne), Stratigraphie, paléontologie et évolution dynamique*. Phd Thesis. University of Lyon.
- Nocquet, J. (2012). Present-day kinematics of the Mediterranean: A comprehensive overview of GPS results: *Tectonophysics*, 579, 220–242.
- Perea, H., Gràcia, E., Alfaro, P., Bartolomé, R., Lo Iacono, C., Moreno, X., Masana, E. & Team, E.-S. (2012). Quaternary active tectonic structures in the offshore Bajo Segura basin (SE Iberian Peninsula – Mediterranean Sea): *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 12, 3151–3168.
- Sanz de Galdeano, C., López, C., Delgado, J. & Peinado, M.A. (1995). Shallow seismicity and active faults in the Betic Cordillera. A preliminary approach to seismic sources associated with specific faults: *Tectonophysics*, 248, 293–302.
- Silva, P.G., Goy, J.L., Somoza, L., Zazo, C. & Bardají, T. (1993). Landscape response to strike-slip faulting linked to collisional settings: Quaternary tectonics and basin formation in the Eastern Betics, southeast Spain: *Tectonophysics*, 224, 289–303.
- Wells, D.L. & Coppersmith, K.J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture area and surface displacement: *Bull. Seismol. Soc. A.*, 84, 974–1002.



PRESENCIA DE BLOQUES DE TSUNAMIS EN LAS COSTAS ROCOSAS DEL SUDESTE DE MENORCA (ISLAS BALEARES)

Presence of tsunamis blocks in the rocky coasts of southeast of Menorca (Balearic Islands)

F. X. Roig-Munar (1), A. Rodríguez-Perea (1,3), J. A. Martín-Prieto (1), J. M. Vilaplana (2), B. Gelabert (1), G.X. Pons (1) y M. Mir-Gual (1)

(1) Grup BIOGEOMED, Dep. de Ciències de la Terra, Universitat de les Illes Balears. Email: xiscoroig@gmail.com
(2) Grup RISKINAT, Dep. de Geodinàmica i Geofísica, Universitat de Barcelona

Resumen/resumo: Las terrazas litorales del SE de Menorca, Islas Baleares, presentan acumulaciones de bloques de tamaño métrico que han sido transportados tierra adentro por tormentas y / o tsunamis. Estos bloques, depositados individualmente o formando cordones paralelos a la costa, se encuentran a alturas que van desde 0 hasta 30 m sobre el nivel del mar y hasta 75 m tierra adentro. La mayoría de los bloques son rectangulares, de cantos angulosos y su peso oscila entre 0,25 y 27 Tm. En el presente trabajo se procede al estudio morfométrico de los bloques de seis áreas del SE de Menorca. Se han medido 850 bloques y sobre ellos se han aplicado ecuaciones de transporte para discernir entre acumulaciones derivadas de eventos de tormenta o eventos de tsunami. Los resultados preliminares indican que, en más de 186 de los bloques medidos (22%), además de la acción del oleaje, los tsunamis han jugado un papel decisivo en su emplazamiento.

Palabras clave: Menorca, acantilados, morfometría, bloques de tsunamis.

Abstract: Coastal terraces of the southern part of Menorca (Balearic Islands) show nowadays block's accumulation of metric size which have been transported landward by sea storms or tsunamis. These blocks, deposited individually or by parallel cordons to the coastline, are placed from 0 m to 30 m over the sea level, and up to 75 m landward. Most of the blocks have a rectangular shapes with straight and sharp edges, and with a mean weight oscillating between 0.25 and 27 Tm. This work carry out a morphometric study of an overall of 850 blocks located over 6 different coastal areas. Some equations have been applied for differentiating between accumulations derived from sea storms or from tsunamis. Preliminary results show that in more of 186 measured blocks (22%), furthermore of the surf effect, tsunamis have played an important role as for their current location.

Key words: Menorca, cliff-top, morphometry, tsunami boulders.

La presencia de bloques sobre acantilados o sobre terrazas litorales en las costas del SE de Menorca genera un debate sobre su génesis, tanto en cuando se asocia a tsunamis y/o temporales (Roig-Munar et al., 2013). Los ejemplos documentados de bloques desplazados por tsunamis históricos son numerosos en el Mediterráneo (Scicchitano et al., 2007; Maouche, et al., 2009; Goto et al., 2009). Pero discernir entre bloques transportados por tsunamis y/o por temporales plantea dificultades para establecer criterios útiles para su discriminación (Kelletat, 2008; Barbano et al., 2010). En el Mediterráneo, diversos bloques aislados y acumulaciones de bloques en forma de cordones han sido interpretados como restos de los tsunamis registrados a lo largo de los últimos siglos (Kelletat y Schellmann, 2002; Kelletat et al., 2005; Pignatelli et al., 2009). En este estudio se caracterizan morfométricamente 850 bloques situados sobre las terrazas litorales de seis áreas de estudio ubicadas en el SE de Menorca, Illes Balears (Figura 1). El objeto de este estudio es evaluar si estas acumulaciones se encuentran asociadas a grandes tormentas, a tsunamis o bien a fenómenos mixtos que actúan sobre una misma área de deposición.

El área de estudio se localiza en la isla de Menorca, la más oriental de las Islas Baleares. La región meridional de la Isla está formada por una plataforma tabular de calcarenitas y calcilutitas miocenas en la

que se diferencian tres grandes unidades: una zona central, más elevada, flanqueada por dos áreas de menores alturas. Tal disposición responde a un anticlinal laxo que define la estructura de la mitad meridional de la isla, el Migjorn (Gelabert et al., 2005).

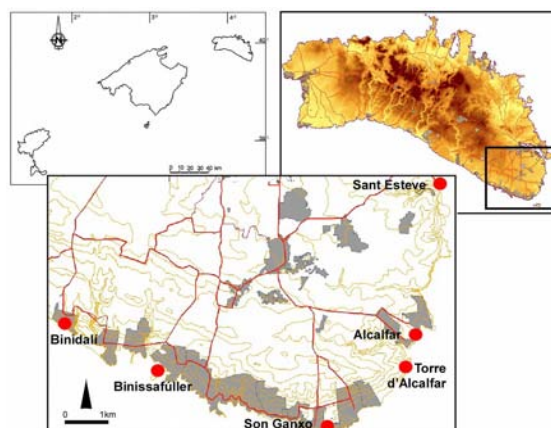


Figura 1. Área de estudio ubicada al SE de Menorca.
Figure 1. Study area located to the SE of Menorca.

La costa es acantilada y rectilínea, con articulaciones asociadas a calas y presenta elevaciones medias de 35 m en su parte central que disminuyen hacia los extremos oriental y occidental. Los tsunamis generados en la costa argelina tienen consecuencias

en escenarios cercanos, como son las islas Baleares (Tinti et al., 2005). Los resultados del modelo de Roger y Hebert (2008) indican que algunos sectores de la costa SE de Menorca son los más propensos a la llegada de olas asociadas a estos tsunamis. Según Álvarez-Gómez et al. (2011) sólo las fuentes sísmicas en el N de Argelia son capaces de generar tsunamis que afecten a Baleares. Debido a la direccionalidad de propagación de cada una de las fuentes sísmicas potenciales, los tsunamis afectan de forma distinta a diversos sectores de Baleares, estando Menorca especialmente afectada por las trayectorias de dirección NNW- SSE. Menorca presenta un clima marítimo caracterizado por altura de ola significativa entre 0,5 y 1,5 m, con períodos de pico asociados de 5 a 7 s, y con una componente dominante de SW, seguida de una ESE y con un régimen extremal que ofrece probabilidades del 90% para eventos anuales de 5 m de Hs, y para períodos de recurrencia de 20 y 50 años de 7.8 y 8.3 m respectivamente. Los valores extremos de 50 años de período de retorno presentan niveles de alrededor de 11 m en el sector N de Baleares y en torno a 8,5 m en el S.E de Menorca (Cañellas et al., 2007).

Desde el punto de vista metodológico se ha realizado una consulta bibliográfica de los trabajos sobre bloques en las islas Baleares, y se ha procedido a la identificación y al análisis de seis áreas del SE de Menorca, a la caracterización morfométrica de sus bloques y a la cartografía geomorfológica de cada una de ellas. Se han obtenido los valores de los ejes máximo, medio y menor para cada bloque, su orientación y buzamiento, así como la cota a la que se encuentran y su distancia de la costa. Se han tomado observaciones de carácter cualitativo como: la disposición de los bloques respecto a la estratificación de la zona, la imbricación de los bloques (Figura 2), la presencia de fauna marina incrustada en ellos, la existencia de morfologías predeposicionales (notch, etc.), el grado de rodamiento, la presencia de superficies de abrasión, el crecimiento líquénico, y el desarrollo de formas de karstificación pre y postdeposicionales en su superficie. Se han calculado las densidades de las tres litologías presentes y, en base a la metodología de Nott (2003) y Pignatelli et al. (2009), se han calculado los valores hidrodinámicos necesarios para el arranque y desplazamiento de dichos bloques bajo diferentes supuestos. A pesar de que se han podido identificar unos pocos bloques arrancados de la base de los acantilados o que se encontraban sumergidos antes de su remoción, la práctica totalidad pertenecen al grupo de los limitados por juntas (JBB, joint bounded blocs), y es por ello que se han utilizado mayormente las fórmulas de los autores citados aplicables a tales situaciones.

Destacamos en nuestro caso la utilización de la fórmula Transport Figure, aplicada por Scheffers y Kellet (2003), y poco utilizada en el campo del estudio de la geomorfología de bloques, y aplicada para determinar diferentes bloques de tsunamis en todo el mundo. La simplicidad de la fórmula se puede ampliar con diferentes factores adaptados a cada una de las áreas de muestreo, dando una visión más global a las formulas aplicadas con base en Nott (2003) y las modificaciones posteriores de la fórmula realizadas por otros autores (Pignatelli et al., 2009; Barbano et al., 2010; Nandasena et al., 2011), las

cuales a nuestro entender, se centran en matices de afectación del oleaje sobre un bloque, sin tener presentes todas las condiciones geomorfológicas del espacio, como batimetría, morfología o altura del acantilado, y que a nuestro entender son factores determinantes para poder explicar la distribución de estos bloques.

Para cada bloque se ha calculado el IT o Índice de Transporte (Transport Figure de Scheffers y Kelletal (2003)) y a partir de dicho índice, producto de la altura del acantilado, distancia al acantilado y masa del bloque $-T_m-$, se han analizado los parámetros medios de aquellos bloques con un $IT > 1.000$, con el objeto de filtrar en la base de datos solo aquellos bloques cuyo transporte requiere mayor energía. Ya que Kelletal et al. (2005) definen, en Mallorca, un máximo IT de 230 para bloques transportados por olas, y a partir de este índice ya sería debido a transporte por tsunamis.



Figura 2. Bloques imbricados en cala Alcalfar.

Figure 2. Overlapped blocks in cala Alcalfar.

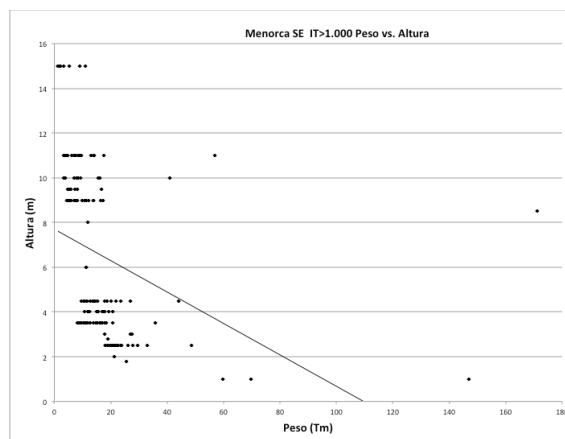


Figura 3. Distribución de los bloques con $IT > 1.000$ en función de su altura s.n.m. y su masa.

Figure 3. Blocks distribution of $IT > 1,000$ depending on its height above sea level and mass

De los resultados obtenidos hemos seleccionado 181 bloques con $IT > 1.000$, y que se encuentran situados en cada una de las seis áreas de muestreo (Figura 1) y presentan pesos medios de 11,58 Tm. Si aplicamos a estos bloques las fórmulas de Nott (2003) y Pignatelli et al. (2009) obtenemos valores de altura mínima de tsunami sobre el acantilado o rampa costera (Ht) de 2,47 y 1,7 m respectivamente. Si aplicamos la fórmula de Barbano et al. (2010), que determina la altura del flujo mínimo cuando el bloque

deja de ser transportado, obtenemos valores de 0,58 m para tsunamis y de 2,33 m para olas.

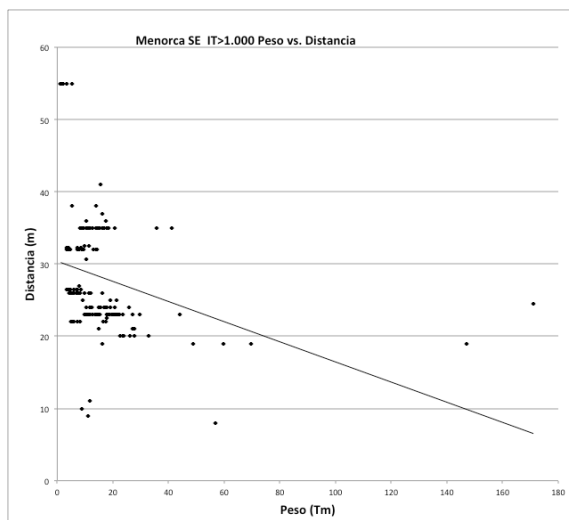


Figura 4. Distribución de los bloques con IT > 1.000 en función de distancia

Figure 4. Blocks distribution of IT > 1,000 depending on its distance.

En la Figura 3 se representa la distribución de los bloques IT > 1000 en relación a su peso respecto a la línea de costa. La mayor concentración de bloques se encuentra en dos agrupaciones, entorno los 10 m de altura y los 3,5 m, correspondiendo a diferentes tipologías de perfiles de costa. En la Figura 4 se muestra la distribución de bloques en relación a la distancia de la línea de costa, con las máximas concentraciones en torno a 2 y 35 m de la línea de costa con bloques entre 15-20 Tm. En las dos gráficas sobresalen algunos datos, entre los que destacamos un bloque ubicado a 8,5 m sobre el nivel del mar con un peso de 171 Tm (Figura 5), situado en la zona de Torre d'Alcalfar. Se trata de un bloque invertido y con presencia de morfologías kársticas postdeposicionales. También hemos de destacar un bloque ubicado a 1 m s.n.m y de 147 Tm con presencia de fauna marina (Figura 6).



Figura 5. Bloque a 8 m de altura i un peso de 171 Tm (Torre d'Alcalfar).

Figure 5. Block 8 m in height, and weighing 171 tons (Torre d'Alcalfar).



Figura 6. Bloque a 1 m de altura i un peso de 147 Tm (Sant Esteve).

Figure 6. Block 1 m in height, and weighing 147 tons (Sant Esteve).

Como conclusiones más importantes podríamos indicar que la existencia de morfologías kársticas litorales postdeposicionales sobre algunos bloques (Son Ganxo y Alcalfar (Figura 7)) nos permite una primera aproximación acerca de su edad de acuerdo con las tasas de erosión standard para tales formas estimadas por Revelle y Emery (1957) sobre morfologías litorales erosivas de disolución sobre carbonatados: hemos estimado que el transporte de dichos bloques se produjo hace más de 220 años y podría coincidir con el evento de 1756 registrado en las notas de sismología balear que recoge Fontseré (1918), como una "gran ola sísmica (?)" en Santanyí, -municipio de Mallorca-, en donde las crónicas indican la entrada de una ola más de media legua tierra adentro (unos 2,4 km), con la presencia de peces en la garriga, y con el transporte de un bloque de más de 100 quintales (unas 10 Tm).

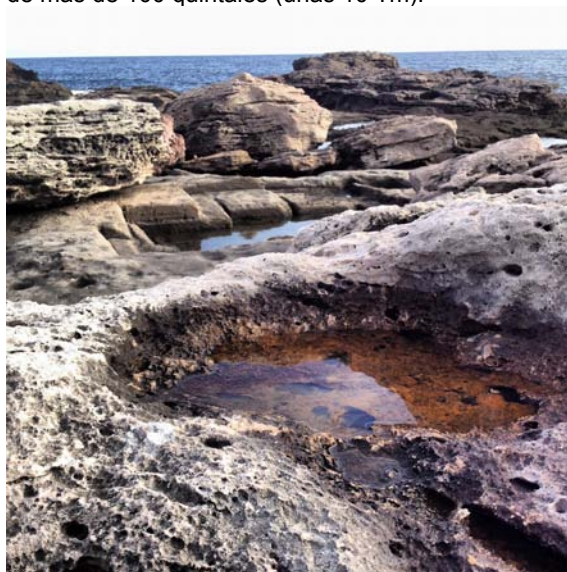


Figura 7. Morfologías kársticas litorales postdeposicionales en bloques analizados (Son Ganxo).

Figure 7. Postdepositional coastal karstic morphologies in blocks analyzed (Son Ganxo).

La distribución de los bloques superiores a IT > 1000 es atribuible a la acción de tsunamis. Si tenemos en cuenta la morfología de la costa de estas seis áreas y la relacionamos con los datos de oleaje significativo descartamos el arranque y transporte de dichos bloques asociados a oleaje, ya que el resultado de las formulaciones aplicadas, en relación a los datos de oleaje dominante no generan suficiente fuerza para su desplazamiento a alturas significativas. En base a los valores IT > 1000 encontramos bloques atribuibles a tsunamis a lo largo de todo este sector de costa, coincidiendo con

las trayectorias de las modelizaciones de tsunamis realizadas por Álvarez-Gómez et al. (2010). Aunque hasta ahora no se han encontrado bloques de grandes dimensiones en la costa N de la isla de Menorca, ni el resto de islas de las Baleares, entre otros factores por la geología y morfología costera, no es descartable la afectación de la costa N por parte de posibles fenómenos tsunamíticos atribuibles a deslizamientos (Lastras et al., 2002). Actualmente estamos trabajando en la posibilidad de ampliación de los factores a tener presentes en el TF mediante variables geomorfológicas sobre cada unos de los bloques analizados.

Agradecimientos: El presente trabajo se ha visto beneficiado por las ayudas de la *Dir. Gral. d'Universitats, Recerca i Transferència del Coneixement del Govern de les Illes Balears* con fondos FEDER al grupo competitivo BIOGEOMED.

Referencias bibliográficas

- Álvarez-Gómez, J.A., Aniel-Quiroga, I., Gonzalez, M., & Otero, L. (2011). Tsunami hazard at the Western Mediterranean Spanish coast from seismic sources. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 11, 227-240.
- Álvarez-Gómez, J. A., Olabarrieta, M., González, M., Otero, L., Carreño, E. & Martínez-Solares, J. M. (2010). The impact of tsunamis on the Island of Majorca induced by North Algerian seismic sources. *Turk. J. Earth Sci.*, 19, 367-383.
- Barbano, M.S., Pirrotta, C. & Gerardi, F. (2010). Large boulders along the south-eastern Ionian coast of Sicily: Storm or tsunami deposits? *Marine Geology*, 275, 140-154.
- Cañellas, B., Orfila, A., Méndez, F. J., Menéndez, M. & Tintoré, J. (2007). Application of a POT model to estimate the extreme significant wave height levels around the Balearic Sea (Western Mediterranean). *Journal of Coastal Research*, SI, 50, 329-333.
- Fontseré, E. (1918). Notas sueltas de sismología Balear. *Publicaciones de la Sección de Ciencias Naturales, Facultad de Ciencias de la Universidad de Barcelona*, 5-12.
- Gelabert, B., Fornós, J.J., Pardo, J. E., Rosselló, V.M. & Segura, F.S. (2005). Structural controlled drainage basin development in the South of Menorca island (Spain). *Geomorphology*, 65, 139-155.
- Goto, K., Okada, K. & Imamura, F. (2009). Characteristics and hydrodynamics of boulders transported by storm waves at Kudaka Island, Japan. *Marine Geology*, 262, 14-24.
- Kelletat, D. (2008). Comments to Dawson, A.G. & Stewart, I. (2007). Tsunami deposits in the geological record (Sedimentary Geology 200, 166-183). *Sedimentary Geology*, 211, 87-91.
- Kelletat, D. & Schellmann, G. (2002). Tsunami on Cyprus: field evidences and 14C dating results. *Zeitschrift für Geomorphologie, N.F.*, 46, 19-34.
- Kelletat, D., Whelan, F., Bartel, P. & Scheffers, A. (2005). New tsunami evidences in Southern Spain – Cabo de Trafalgar and Mallorca Island. En: *Geomorfologia Litoral i Quaternari. Homenatge al professor Vicenç M. Rosselló i Verger*. Sanjaume, E. & Mateu, J.F. (eds.) Uni. de València, 215-222.
- Lastras, G.; Canals, M.; Hughes-Clarke, J. E.; Moreno, A.; De Batist M.; Masson, D. G.; and Cochonat, P. (2002). Seafloor imagery from the BIG'95 debris flow, western Mediterranean. *Geology* 30:871–874
- Maouche, S., Morhange, C. & Meghraoui, M. (2009). Large boulder accumulation on the Algerian coast evidence tsunami events in the western Mediterranean. *Marine Geology*, 262, 96-104.
- Nandasena, N.A.K., Paris, R., Tanaka, N. (2011). Reassessment of hydrodynamic equations: minimum flow velocity to initiate boulder transport by high energy events (storms, tsunamis). *Mar. Geol.*, 281: 70-84.
- Nott, J. (2003). Waves, coastal boulder deposits and the importance of pre-transport setting. *Earth and Planetary Science Letters*, 210, 269-276.
- Pignatelli, C., Sansò, P. & Mastronuzzi G. (2009). Evaluation of tsunami flooding using geomorphologic evidence. *Marine Geology*, 260, 6-18.
- Revelle, R. & Emery, K.O. (1957). Chemical erosion of Beach rock and exposed reef rock. *US Geological Survey Professional Paper*, 260, 699-709.
- Roger, J. & Hébert, H. (2008). The 1856 Djijelli (Algeria) earthquake and tsunami: source parameters and implications for tsunami hazard in the Balearic Islands. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 8, 721-731.
- Roig-Munar, F. X., Rodríguez-Perea, A., Martín-Prieto, J. A., Vilaplana, J. M., Pons, G. X., Gelabert, B. & Mir-Gual, M. (2013). Bloques sobre acantilados marinos en la isla de Menorca (Illes Balears): tsunamis o tormentas?. XIII Reunión Nacional de Geomorfología, Cáceres, Septiembre 2013 (Artículo aceptado)
- Scheffers, A. & Kelletat, D. (2003). Sedimentologic and geomorphologic tsunami imprints worldwide: a review. *Earth Science Reviews*, 63 (1-2), 83-92.
- Scicchitano, G., Monaco, C. & Tortorici, L. (2007). Large boulder deposits by tsunami waves along the Ionian coast of south-eastern Sicily (Italy). *Marine Geology*, 238, 75-91.
- Tinti, S., Armigliato, A., Pagnoni, G. & Zaniboni, F. (2005). Scenarios of giant tsunamis of tectonic origin in the mediterranean. *Journal of Earthquake Technology*, 464 (42), 171-188.



CARACTERIZACIÓN DE FALLAS NORMALES ACTIVAS EN LA PLATAFORMA CONTINENTAL DEL GOLFO DE CÁDIZ (SO DE LA PENÍNSULA IBÉRICA)

Characterization of active normal faults in the Gulf of Cádiz continental shelf (SW Iberian Peninsula)

O. Sánchez-Guillamón (1), J.T. Vázquez-Garrido (1), M.C. Fernández-Puga (2), L.M. Fernández-Salas (3) y V. Díaz del Río (1).

(1) Instituto Español de Oceanografía. Centro Oceanográfico de Málaga. Puerto Pesquero s/n, 29640-Fuengirola, Málaga. olga.sanche@ma.ieo.es

(2) Facultad de Ciencias del Mar y Ambientales. Universidad de Cádiz. Dpto. Ciencias de la Tierra. Puerto Real, Cádiz

(3) Instituto Español de Oceanografía. Centro Oceanográfico de Cádiz. Puerto Pesquero. Muelle de Levante, s/n, 11004-Cádiz

Resumen: Se presentan nuevas evidencias de actividad tectónica reciente en la plataforma continental del margen Bético del Golfo de Cádiz. La identificación y caracterización de fallas normales activas, principalmente en la plataforma media y externa existente entre la desembocadura del río Guadalquivir hasta la Bahía de Cádiz, está basada en la interpretación de perfiles de reflexión sísmica de alta y muy alta resolución, donde los Cortejos Sedimentarios Transgresivo (TST) y de Alto Nivel del mar (HST) están afectados por dichas estructuras. Esta caracterización ha permitido cuantificar la actividad neotectónica del área durante el periodo de tiempo entre el Pleistoceno Terminal y la actualidad (18 ka), a partir de la estimación relativa de las tasas de desplazamiento y la datación relativa del movimiento de estas estructuras tectónicas.

Palabras clave: Fallas normales, plataforma continental, tasa de desplazamiento vertical, Golfo de Cádiz

Abstract: New evidences of recent tectonic activity have been found at the outer and middle continental shelf of the Gulf of Cadiz, from the Guadalquivir river mouth to the Bay of Cádiz. The characterization of active faults is based on the interpretation of high and very high resolution seismic reflection profiles, where faults are affecting the Transgressive System Tract (TST) and Highstand System Tract (HST). Normal faults following E-W to NW-SE trends have been identified and mapped, and are related to WNW-ESE deep listric faults and diapiric structures. Neotectonic activity, mainly from Upper Pleistocene to present-day (18ka), has been quantified in this sector on the basis of the relative estimated slip rate and the relative dating of these tectonic structures.

Key words: Normal faults, continental shelf, slip rate, Gulf of Cadiz.

INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES

Las características geológicas del Golfo de Cádiz, así como su ubicación en las proximidades del límite de placas entre Eurasia y África, han condicionado la evolución geodinámica de este margen continental. La actividad tectónica posterior al desarrollo del orógeno Bético-Rifeño ha estado controlada por una convergencia oblicua de orientación general NO-SE a ONO-ESE entre las dos placas, así como por la reactivación de fallas del Complejo Alóctono del Golfo de Cádiz - CAGC (Gràcia et al., 2003a, Medialdea et al., 2004). Como resultado de esta deformación se han desarrollado una serie de cabalgamientos activos de dirección NE-SO (Gràcia et al., 2003b), que favorecieron el desarrollo de crestas de diapiros (Fernández-Puga et al., 2007), y de fallas listricas de dirección general NO-SE (Maldonado et al., 1999), estas últimas localizadas en el dominio próximo a la plataforma continental y, enraizadas en formaciones plásticas del CAGC, siguen funcionando en la actualidad (Vázquez et al., 2008).

El sector estudiado de la plataforma continental se extiende desde la desembocadura del río Guadalquivir al norte hasta las proximidades de la Bahía de Cádiz al sur, en profundidades comprendidas entre 20 y 140 m. El área de estudio corresponde al dominio Bético y se sitúa sobre el Complejo Alóctono del Golfo de Cádiz, que se

extiende hacia el norte sobre el relleno sedimentario de la cuenca de antepaís del Guadalquivir (Gràcia et al., 2003a, Medialdea et al., 2004). La secuencia estratigráfica que presenta la plataforma continental está controlada principalmente por el emplazamiento del CAGC, que deforma las formaciones pre-Miocenas y condiciona la geometría de las unidades Plioceno-Cuaternarias. El segundo factor que influye sobre esta arquitectura es la sedimentación durante el Cuaternario Terminal, marcada principalmente por episodios de regresión forzada (Lobo et al., 2004). Todo el Golfo de Cádiz se caracteriza además, por una importante actividad diapírica (Fernández-Puga et al., 2007).

En el margen continental del Golfo de Cádiz, los registros estratigráficos siguen ciclos asimétricos durante el Cuaternario, estando ligados a variaciones climático-eustáticos, controladas por cambios muy bruscos del nivel del mar que han configurado Cortejos sedimentarios regresivos y de bajo nivel del mar y Cortejos transgresivos y de alto nivel del mar (Hernández-Molina et al., 2002). La estructura estratigráfica interna de los depósitos postglaciales del último ciclo glacial (Pleistoceno Terminal – Holoceno) en este sector de la plataforma continental está constituida por la presencia de estos dos cortejos sedimentarios, el Cortejo transgresivo (TST) y el Cortejo de alto nivel del mar (HST).

Recientemente Vázquez et al. (2010) han descrito la presencia de fallas normales que deforman a las unidades del último episodio postglacial, tanto frente a las localidades de San Fernando y Conil de la Frontera como en la Bahía de Cádiz, con orientaciones comprendidas entre NO-SE y ONO-ESE, afectando a las unidades holocenas del Cortejo de Alto Nivel, y en la plataforma media-externa frente a las poblaciones de Chipiona y Rota que siguen orientaciones E-O a ONO-ESE y afectan a estas mismas unidades. Estas fallas han sido interpretadas como resultantes del desarrollo de estructuras de relajación de diapiros y pliegues (Sánchez-Guillamon et al., 2012).

El objetivo de este trabajo es identificar, caracterizar y cuantificar individualmente y de manera relativa las zonas de fracturación durante el Cuaternario Superior (últimos 18000 años) y establecer sus tasas de desplazamiento debido a la actividad tectónica reciente en la plataforma continental.

METODOLOGÍA

Se han utilizado perfiles del subsuelo de muy alta resolución (Fig. 1) adquiridos durante las campañas oceanográficas INDEMARES CHICA 0610 y 1011 en el contexto del proyecto LIFE+INDEMARES (LIFE07 /NAT /E/ 000732) utilizando la ecosonda paramétrica TOPAS PS18, principalmente en la plataforma externa, con transectos paralelos a la línea de costa ENE-OSO, y en plataforma media, con dirección transversal NE-SO y dirección E-O más oblicua.

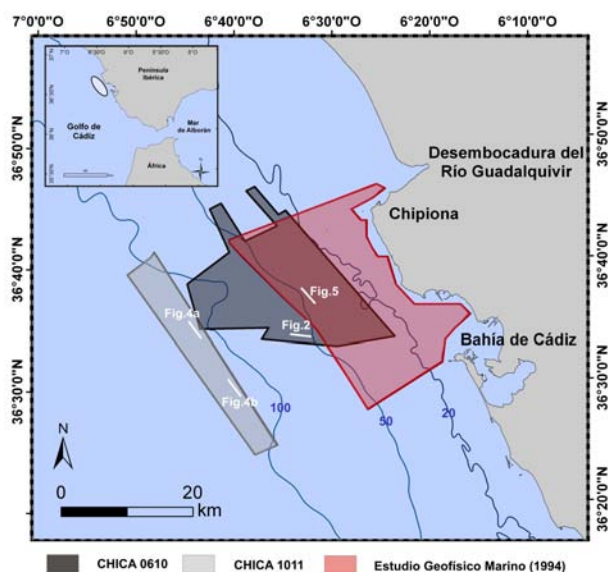


Figura 1: Mapa de situación de las campañas de prospección geofísica utilizadas para este estudio en el sector oriental de la plataforma continental del Golfo de Cádiz. Las líneas corresponden a la localización de los perfiles sísmicos presentados.
Figure 1: Location map of the marine geophysical surveys from the eastern sector of the Cadiz Gulf continental shelf. The lines show the location of seismic profiles presented in this work.

Los perfiles sísmicos de alta resolución se obtuvieron durante sucesivas campañas de prospección geofísica realizadas por el MOPTMA con los sistemas Geopulse y Uniboom, desde 1991 a 1996, cedidos en el contexto del proyecto CADHYS (P08-

RNM-03581). Dichos perfiles constituyen una malla compacta de orientación NO-SE.

El análisis tectónico ha implicado la definición de una serie de marcadores en el registro sedimentario que permitieran establecer una cronología relativa de la deformación. Para ello se ha utilizado un modelo cronoestratigráfico propuesto por Fernández-Salas et al. (2008) para los depósitos transgresivos y de alto nivel del Holoceno Superior del sur peninsular. Así, se han identificado cuatro discontinuidades como marcadores cronológicos con el fin de calcular los desplazamientos verticales que producen las fallas en las unidades sedimentarias postglaciales, así como la tasa de deformación relativa que generan. Las superficies de discontinuidad, de la más antigua a la más reciente son:

- Superficie Transgresiva postglacial (TS): 18 ka
- Superficie de Máxima Inundación (MFS): 6,5 ka
- Superficie Intermedia de los depósitos de Alto Nivel (MHS): 3,5 ka
- Actual fondo del mar (SFS)

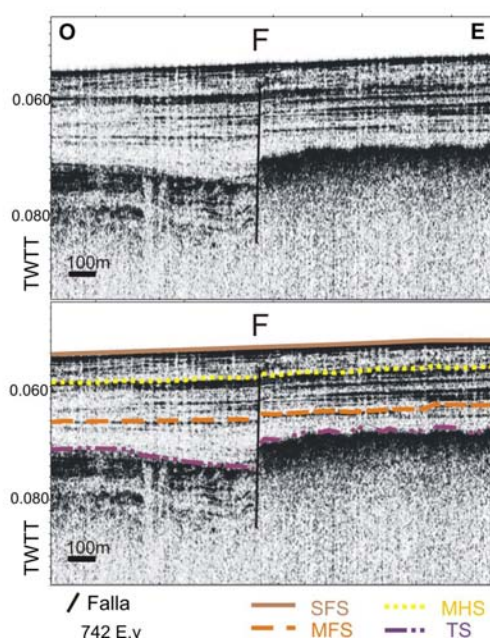


Figura 2: a) Perfil TOPAS no interpretado en el que se observa una falla normal deformando las unidades pleistocenas y holocenas. b) Perfil TOPAS interpretado en el que se observan las 4 discontinuidades de referencia: TS: Superficie Transgresiva, MFS: Superficie de máxima inundación en el Holoceno; MHS: Superficie intermedia holocena de Alto nivel del mar y fondo del mar: SFS. La exageración vertical del perfil es de 742.

Figure 2: a) Uninterpreted TOPAS profile showing a normal fault deforming Pleistocene and Holocene sedimentary units. b) Reference discontinuities indicated as chronological markers in interpreted TOPAS profiles: TS: Transgressive Surface; MFS: Maximum Flooding Surface; MHS: Mid High Surface and SeaFloor Surface: SFS. Profile vertical exaggeration is 742.

Para la transformación de tiempo doble de viaje de las ondas sísmicas en el espacio se ha considerado una velocidad de propagación en la columna de agua de 1500 m/s y en las unidades sedimentarias de 1650 m/s.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Datos y geometría de las fallas

El análisis e interpretación de los perfiles sísmicos ha permitido cartografiar 17 fallas que se han caracterizado según su geometría, salto, longitud y orientación predominante (Fig.3). Las fallas presentan en todos los casos geometría de falla normal, con planos de falla subverticales principalmente y en ocasiones con menores buzamientos en profundidad.

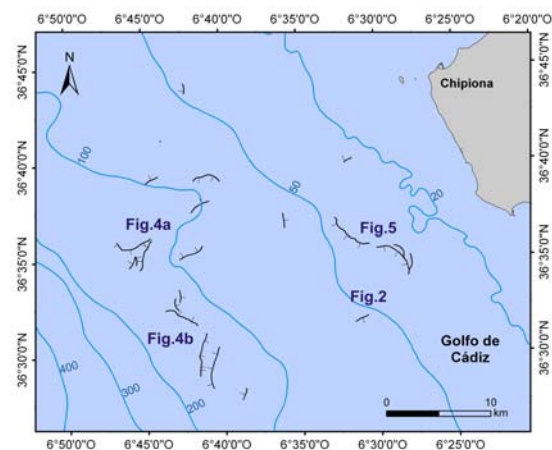


Figura 3: Mapa de las principales fallas cartografiadas en este sector de la plataforma continental del Golfo de Cádiz.
Figure 3: Map of the main faults located in this work along Gulf of Cadiz continental shelf.

Los saltos de falla en las superficies de discontinuidad varían entre 8,25 y 0,82 m y presentan longitudes en planta de entre 1 y 5 km. Las fallas tienen trazas predominantemente curvas y asimétricas en planta, que en la plataforma interna y media llegan a tener geometrías anastomosadas (Fig.3). Su dirección varía de E-O a N-S y NO-SE, según se encuentren en la plataforma externa o media respectivamente, mostrando una tendencia sub-paralela a la dirección de acortamiento regional.

En la plataforma externa, las fallas generan expresiones batimétricas relacionadas con la actividad diapírica reciente, destacando un alto morfoestructural de 7 m de altura, de forma triangular en planta controlado por fallas cretales que generan desplazamientos verticales de los marcadores TS y SFS de 8,25 m (10ms) (Fig.4A), así como depresiones de hasta 2,5 km de longitud controladas por fallas normales que muestran unos saltos verticales máximos de 5 m que deforman todo el registro sedimentario postglacial (Fig.4B).

En plataforma media (Fig.2) las zonas de fracturación son de menor entidad y afectan a los depósitos pleistocenos terminales y a los depósitos holocenos inferiores pero sin generar formas controladas tectónicamente en el fondo marino actual. Estas fracturas se reconocen en los perfiles sísmicos de alta y media resolución con geometrías de falla normal, planos de falla subverticales y trazas

asimétricas en planta con geometría curva que se presentan como falla principal y una serie de fallas secundarias, tanto antitéticas como sintéticas al oeste de la estructura principal.

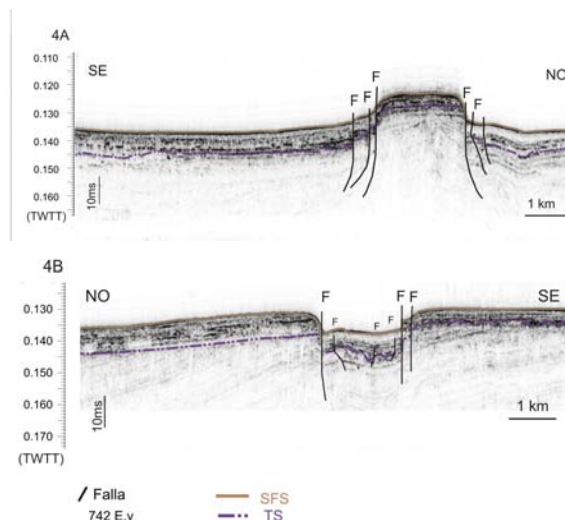


Figura 4: Perfiles TOPAS que muestran diversos ejemplos de fallas (F) con desplazamiento de unidades holocenas y pleistocenas en el sector de la plataforma continental externa situada frente a las poblaciones de Chipiona (4A) y Cádiz (4B).
Figure 4: TOPAS high-resolution profiles showing examples of faults (F) deforming the Holocene and Pleistocene sedimentary units in the outer continental shelf offshore Chipiona (4A) and Cádiz (4B), respectively.

Destaca una fractura de más de 5 km de longitud, que presenta una traza arqueada en planta y orientaciones E-O en el extremo N y N-S en el extremo S, similares a las fallas listricas existentes a mayor profundidad. Estas fallas podrían continuar en otras fallas normales que se localizan al NO, pero su continuidad queda enmascarada por el apantallamiento acústico que genera el gas en los sedimentos del prodelta del Guadalquivir (Fig.5).

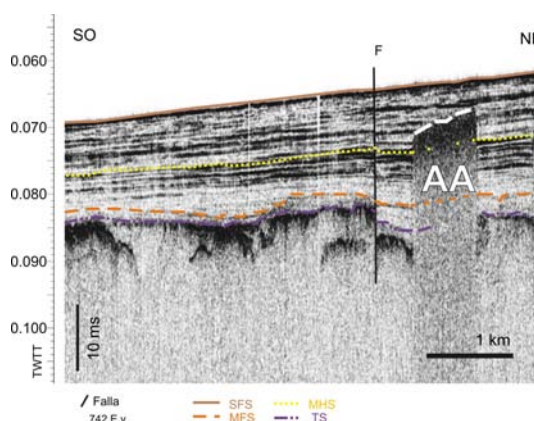


Figura 5: Perfil TOPAS que muestra una falla normal (F) desplazando unidades holocenas y pleistocenas localizada en plataforma media y situada frente a la costa de Rota. En el perfil se observa apantallamiento acústico (AA).
Figure 5: TOPAS profile showing normal fault (F) deforming Holocene and Pleistocene sedimentary units in the middle continental shelf offshore Rota. Acoustic blanking is pointed out in the profile (AA).

Desplazamiento vertical y tasas de deformación

Los valores de máximo desplazamiento vertical de las fallas son de 8,25 a 6,60 m y se encuentran en zonas influenciadas por la actividad diapírica del subsuelo. Las fallas que presentan menores valores en su desplazamiento vertical, entre 5,78 a 4,95 m, se asocian a la deformación de pliegues previos a la última transgresión y que a su vez están relacionadas con fallas normales profundas de similar orientación que han sido generadas por la reactivación extensional del CAGC.

La tasa de deformación relativa media en nuestra área de estudio es de 0,38 mm/año a lo largo de todo el periodo Holoceno y Pleistoceno Superior. Esta tasa tiene valores máximos de deformación en el HST, tanto en los depósitos de Alto Nivel del mar del Holoceno Inferior (~6500 -3500 años BP) como en los del Holoceno Superior (~3500-actualidad); de 0,55 mm/año y 0,34 mm/año respectivamente frente a tasas de desplazamiento de 0,23 mm/año en el TST (18.000-6500 años BP) en los depósitos pleistocenos. A partir de esta variabilidad en la deformación producida por las fallas se observa que está deformación no puede generarse sólo por compactación, dado que la deformación es mayor en los depósitos de Alto Nivel, sino que es necesario la actividad tectónica de las fallas. Por otro lado, puede asumirse que la deformación determinada para estas fracturas se ha generado a lo largo de más de un evento sísmico, y que durante el Holoceno Inferior (~6500 -3500 años BP) debieron tener lugar eventos de mayor magnitud dado el aumento de deformación.

CONCLUSIONES

Se han determinado las tasas de deformación de las fallas normales presentes en el sector de la plataforma continental comprendido entre los municipios de Chipiona y Cádiz para los últimos 18ka. Dichas estructuras con actividad neotectónica presentan diferentes desplazamientos verticales y un rango en la tasa de deformación relativa de entre 0,07 a 1,19 mm/año, lo cual podría ser el reflejo de distintos pulsos tectónicos, que pudieron estar asociados a eventos sísmicos ocurridos durante el actual período interglaciario.

Esta tasa de deformación es mayor durante el Holoceno y menor en la etapa correspondiente al Pleistoceno Superior. Esta variabilidad de la tasa de deformación permite determinar diferencias en el movimiento de las fallas y por tanto asumir que este movimiento es el reflejo de eventos sísmicos de diferentes características, siendo la tasa de sedimentación durante el Holoceno mayor que durante el Pleistoceno Superior. En este contexto, el episodio que corresponde al depósito durante el Holoceno es donde cabría la posibilidad de la existencia de eventos de mayor magnitud, factor que se debería tener en cuenta para establecer los periodos de recurrencia sísmica en esta zona.

Por otro lado, no es posible individualizar eventos sísmicos siguiendo el modelo de Barnes y Pondard (2010) debido a que la conservación de los registros de paleoterremotos en los perfiles sísmicos queda empobrecida o ausente al ser la tasa de

sedimentación superior a las tasas de desplazamiento vertical de las fallas.

Agradecimientos: Este trabajo se lleva a cabo en el contexto de los proyectos CADHYS (P08-RNM-03581) e INDEMARES-CHICA (LIFE 07/NAT/E/000732).

Referencias bibliográficas

- Barnes, P.M., Pondard, N. (2010). Derivation of direct on – fault submarine paleoearthquake records from high-resolution seismic reflection profiles: Wairau Fault, New Zealand. *Geochem, Geophys, Geosyst*, 11, Q11013, doi:10.1029/2010GC003254.
- Fernández-Puga, M.C., Vázquez, J.T., Somoza, L., Díaz del Río, V., Medialdea, T., Mata, P., León, R. (2007) Gas related morphologies and diapirism in the Gulf of Cádiz. *Geo-Marine Letters*, 27, 223-235.
- Fernández-Salas, L.M., Lobo, F.J., Hernández-Molina, F.J., Díaz del Río, V., L., Díaz del Río y Somoza, L. (2008). Modelo estratigráfico secuencial de muy alta resolución de los depósitos del alto nivel del mar del Holoceno Superior en el sur de la Península Ibérica. *GeoTemas*, 10: 523-526.
- Gràcia, E., Danobeitia, J.J., Verges, J., Bartolome, R. (2003a). Crustal architecture and tectonic evolution of the Gulf of Cadiz (SW Iberian margin) at the convergence of the Eurasian and African plates. *Tectonics* 22, n.4, 1033, doi:10.1029/2001TC901045.
- Gràcia, E., Dañobeitia, J., Vergés, J., PARSIFAL Team, (2003b). Mapping active faults offshore Portugal (36° N-38° N): Implications for seismic hazard assessment along the southwest Iberian margin. *Geology*, 31 (1): 83-86.
- Hernández-Molina, F.J., Somoza, L., Vázquez, J.T., Lobo, F., Fernández-Puga, M.C., Llave, E., Díaz, V. (2002). Quaternary stratigraphic stacking patterns on the continental shelves of the southern Iberian Peninsula: Their relationship with global climate and palaeoceanographic changes. *Quaternary International*, 92; 5-23.
- Lobo, F.J., Sánchez, R., González, R., Dias, J.M.A., Hernández-Molina, F.J., Fernández-Salas, L.M., Díaz del Río, V., Mendes, I. (2004). Contrasting styles of the Holocene highstand sedimentation and sediment dispersal systems in the northern shelf of the Gulf of Cadiz. *Cont. Shelf Res.* 24, 461–482.d
- Maldonado, A., Somoza, L., Lorenzo, P., (1999). The Betic origin and the Iberian-African boundary in the Gulf of Cadiz: geological evolution (central North Atlantic). *Marine Geology*. 155, 9–43
- Medialdea, T., Vegas, R., Somoza, L., Vázquez, J.T., Maldonado, A., Díaz-del-Río, V., Maestro, A., Córdoba, D. & Fernández-Puga, M.C. (2004). Structure and evolution of the "Olistostrome" complex of the Gibraltar Arc in the Gulf of Cádiz (eastern Central Atlantic): evidence from two long seismic cross-sections. *Marine Geology*, 209 (1-4), 173-198.
- Sánchez-Guillamon, O. (2012) Caracterización de estructuras recientes en la plataforma continental del Golfo de Cádiz. Tesis de Master. Universidad de Cádiz, Puerto Real, Cádiz (España), 60pp.
- Vázquez, J.T., Medialdea, T., Somoza, L., Vegas, R. & Fernández Puga, M.C. (2008). Revisión de las estructuras neotectónicas en la región del Golfo de Cádiz: Margen continental y Llanuras abisales adyacentes. *GeoTemas*, 10 (SO7028), 591-594.
- Vázquez, J.T., Fernández-Puga, M.C., Medialdea, T., Díaz del Río, V., Fernández-Salas, L.M., Llave, E., Lobo, F.J., López, F.C., Maldonado, A., Somoza, L., Palomino, D. (2010). Fracturación normal durante el Cuaternario Superior en la Plataforma Continental Septentrional del Golfo de Cádiz (SO de Iberia). En: J.M. Insua y F. Martín-González (eds.): *Contribución de la Geología al Análisis de la Peligrosidad Sísmica*, pp. 183-186, Sigüenza, España.

Sesión 3: Arqueosismología y Fallas Activas



DATOS DE TECTÓNICA ACTIVA, SISMICIDAD Y ARQUEOLOGÍA EN EL SUBSUELO DE LORCA (MURCIA)

Archaeology, active tectonics and seismicity in the urban base ground of Lorca (Murcia)

Joaquín García-Mondéjar (1), Andrés Martínez Rodríguez (2) y Juana Ponce García (2)

(1) Dpto. de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco, UPV/EHU, Ap 644, 48080 Bilbao, España. joaquin.garciamondejar@ehu.es

(2) Museo Arqueológico Municipal de Lorca, Plaza Juan Moreno, s/n, 30800 Lorca (Murcia). andres.martinez@lorca.es y juana.ponce@lorca.es

Resumen/resumo: Se describen dos estructuras bajo el casco urbano de Lorca: una falla inversa N60E de buzamiento 63° y 56° hacia el NO en el centro de un tramo de 10 m en la calle del Álamo (Pleistoceno superior-¿Holoceno?), y una inflexión de capas de la calle Lope Gisbert (Pleistoceno superior-Holoceno). Finalmente se caracteriza una estructura menor de despegue superficial en el subsuelo del convento de la Virgen de las Huertas (≈ 2 km al SE de Lorca) y se atribuye al terremoto histórico de 1579.

Palabras clave: Fallas, terremotos, Cuaternario, Lorca.

Abstract: Two tectonic structures from the subsoil of the urban area of Lorca (Murcia) have been found: a reverse fault dipping 56° and 63° to the NW in the Álamo Street (upper Pleistocene-Holocene?) and a flexure in the Lope Gisbert Street (upper Pleistocene-Holocene). A small-scale detachment surface affecting an old anthropic soil from the Virgen de las Huertas Convent, located about 2 km to the SE of the city center, is also described and is attributed to the local 1579 historical earthquake.

Key words: Faults, earthquakes, Quaternary, Lorca.

FALLA INVERSA DEL SOLAR DE LA CALLE DEL ÁLAMO-ESQUINA CALLE NÚÑEZ DE ARCE

Una excavación arqueológica desarrollada en el solar de la calle Álamo-esquina calle Núñez de Arce entre 2007 y 2008, puso de manifiesto la superposición estratigráfica de restos ibéricos, andalusíes y modernos (Cárceles Díaz et al., 2011). Por debajo, a 3 m de profundidad máxima, se encontró el techo de la serie geológica infrayacente, buzando alrededor de 10° al SO (Fig.1, punto 6).

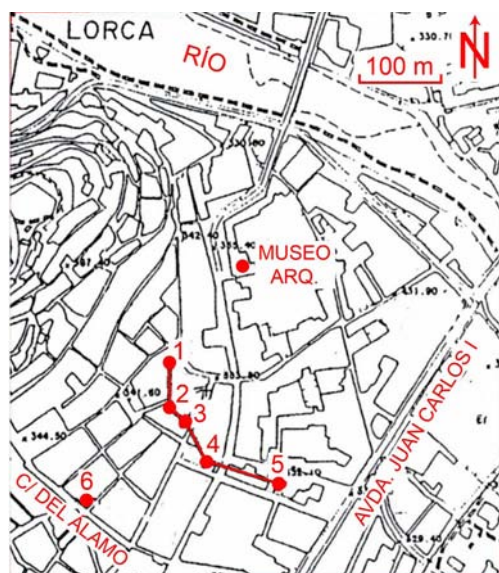


Figura 1: Situación del solar de la C/ del Álamo (punto 6) y de la Glorieta de San Vicente (punto 4).

Figure 1. Location of the excavation sites described in text. Point 6 = C/ del Álamo; point 4 = S. Vicente Plaza.

En la Fig. 2a se muestra parte del lado occidental de la base de la excavación. Al NO afloran arcillas

grises compactas, que incluyen arenas con grava muy fina (gránulos) en un estrato con base erosiva, interpretado como relleno de canal. Tienen orientación N45E y buzamiento vertical. Por su naturaleza litológica y posición cartográfica las atribuimos a la unidad Lutitas de Cañada de Morales, del Langhiense inferior, interpretadas como aluviales (Sanz de Galdeano et al., 2012).

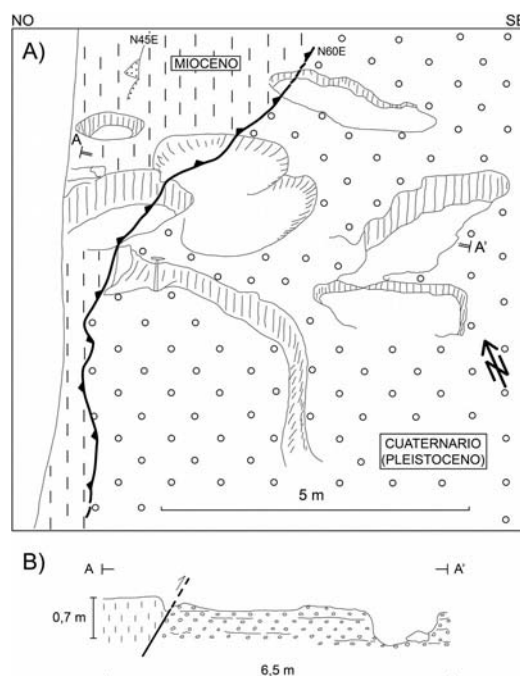


Figura 2: Excavación en el solar de la C/ del Álamo (punto 6 en Fig. 1). A) Lutitas del Mioceno (izq.) y grava del Cuaternario (dcha.) vistas en planta; dibujo a partir de fotografía. B) Corte A-A' mostrando la falla inversa.

Figure 2. Excavation site in the C/ del Álamo (point 6 in Fig. 1). A) Miocene (left) separated by a reverse fault from Quaternary (right). B) A-A' cross-section.

La parte SE de la excavación está ocupada por grava roja con una incipiente compactación (Fig.2a). Se ha estudiado un espesor de 0,7 m del final de esta unidad. En la parte inferior hay grava fina con 3 cm de tamaño máximo de canto, y en la parte superior hay grava gruesa con 50 cm de tamaño máximo de canto. La trama es desorganizada y la matriz de arena y lutita rojas. Los cantos son subangulosos y angulosos, de cuarcita, arenisca y caliza. Asignamos esta facies a un depósito de abanico aluvial cuaternario. Por su cementación precoz, pertenencia a la franja de abanicos al pie de la Sª del Caño (generación G6 de Soler et al., 2003), y por estar adyacentes a una pequeña rambla de incisión holocena de la zona, atribuimos la unidad al Pleistoceno superior.

Las dos unidades descritas están separadas por una falla de orientación N45E a N60E (Fig. 2a). En un corte transversal se muestra su buzamiento: 56° y 63° al NO (Fig. 2b). Es pues una falla inversa que afecta al Cuaternario. Siguiendo su traza hipotéticamente hacia el SO se llega hasta el escarpe sudoriental del bloque de zócalo elevado de San Roque, situado a 200 m de distancia.

INFLEXIÓN DE CAPAS EN EL SOLAR DE LA GLORIETA DE SAN VICENTE

Entre 2001 y 2002 se desarrolló la excavación arqueológica del solar de la Glorieta de San Vicente, barrio de Santiago (Fig. 1, punto 4). Se encontraron superpuestos restos calcolíticos, romanos, andalusíes y del siglo XIX, con una potencia total de 2,60 m en la parte oeste y 5 m en la parte este (García Blázquez et al., 2002) (Fig. 3a). El nivel calcolítico inferior con estructuras excavadas en el techo geológico, fue datado en 2.700 – 2.600 a.C.

Se estudiaron 3,55 m de espesor de la sucesión geológica infrayacente, distinguiéndose cuatro términos. De más antiguo a más moderno son:

1) 1,35 m (mínimo) de limos amarillos con alguna huella carbonosa vertical de raíces fósiles y concreciones de calcita.

2) 0,30 m de grava con matriz arcillosa roja, base erosiva y techo irregular; granos muy angulosos desde 4 mm a 10 cm, de caliza amarilla y negra, cuarzo blanco, y pizarra y arenisca de diversos colores; desorganizada internamente.

3) 1,10 m de arcillas grises de tacto untuoso; granos de grava fina dispersos abajo y otros concentrados en el centro en un micro-canal (30 x 8 cm) de hasta 5 mm de diámetro, de cuarzo, caliza y pizarra, con matriz arcillosa rojiza; arcillas con restos fósiles de raíces largas.

4) 0,8 m de grava desorganizada con matriz de lutita roja, base erosiva y techo irregular por excavaciones antrópicas calcolíticas; cantos angulosos y redondeados de hasta 20 cm de diámetro, principalmente de caliza, cuarzo y pizarra roja.

En base a los datos de facies descritos y a observaciones de otros solares estudiados en Lorca, atribuimos los términos de la serie anterior a los siguientes procesos y ambientes sedimentarios: 1) decantación de partículas finas fluviales en llanura de inundación; 2) y 4) flujo de derrubios en talud deposicional al pie de relieves (debritas); y 3) decantación de arcillas en aguas estancadas de tipo lacustre. Atribuimos la serie al Pleistoceno final, por las mismas razones expuestas en la calle del Álamo, y por contener los últimos depósitos en el área atribuibles al río Guadalentín, previos a su etapa de incisión holocena (trabajo en curso).

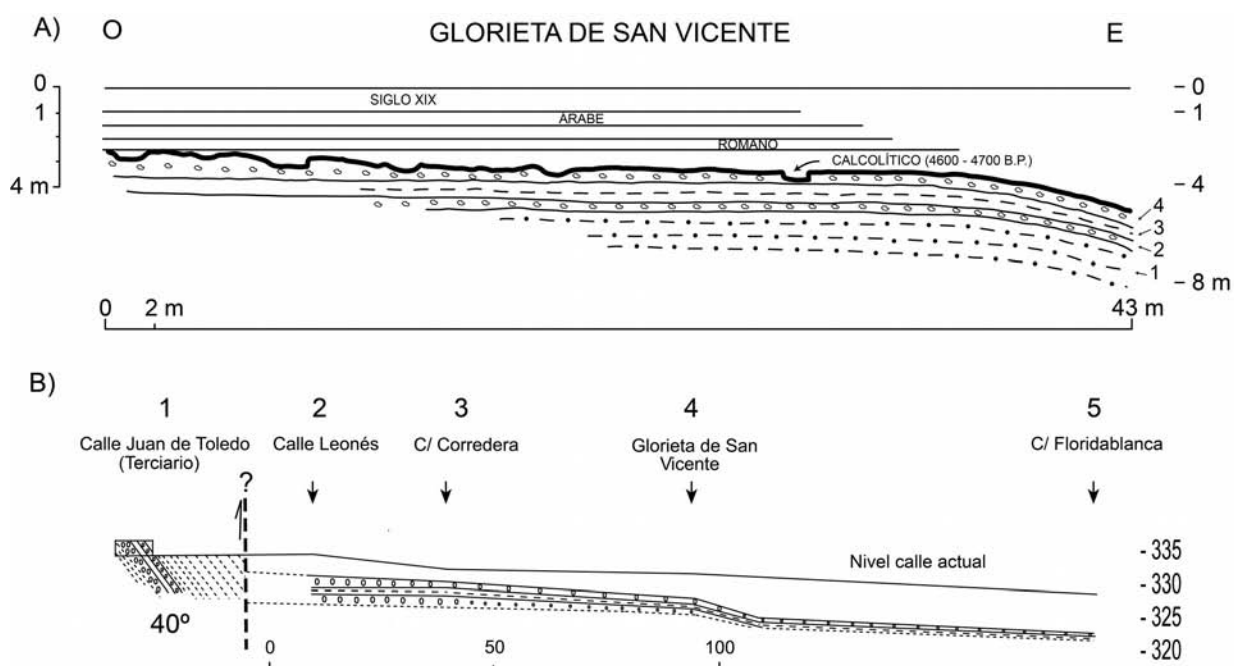


Figura 3: Corte estratigráfico de la Glorieta de San Vicente. A) Niveles geológicos (1 a 4) con explicación en el texto y niveles arqueológicos con estratigrafía muy simplificada;. B) Corte de San Vicente integrado en el más amplio de C/ Juan de Toledo-C/ Floridablanca (puntos 1 a 5 en Fig. 1).

Figure 3. Stratigraphic cross-section in the S. Vicente Plaza. A) Geological units (1-4) below the archaeological succession (simplified). B) C/ Juan de Toledo – C/ Floridablanca cross-section (points 1 to 5 in Fig. 1) showing an inflection of geological beds.

La Fig. 3a muestra una inflexión de capas geológicas en la parte este de la Glorieta de San Vicente. La unidad de arcillas 3 se ha seguido como nivel guía subhorizontal muy delgado unos 80 m hacia el NO (solar de la calle Leonés, Fig. 1, punto 2 y Fig. 3b). Teniendo en cuenta su origen horizontal por decantación de partículas, la inflexión que muestra esta unidad conservando su potencia y el paralelismo con las capas limitantes no es explicable sedimentológicamente. Deducimos de ello que la inflexión fue post-sedimentaria y por tanto tectónica.

El corte de la Fig. 3b, entre los solares de las calles Juan de Toledo y Floridablanca (puntos 1 a 5 en Fig. 1), muestra la unidad de grava superior (4) como nivel guía final de la serie geológica. El perfil de este nivel no es recto o cóncavo, sedimentario, sino con rotura de pendiente en la inflexión descrita, pero con paralelismo interno de capas de ambientes sedimentarios muy diferentes. Este argumento apoya igualmente el origen tectónico de la estructura.

La inflexión de San Vicente puede seguirse lateralmente hacia el SSO y hacia el N, según atestiguan el hundimiento de niveles arqueológicos y geológicos aproximadamente por la calle Lope Gisbert. Hacia el sur se sigue unos 200 m hasta el corte del Casino (oeste) – Patio del palacio de San Julián. Allí el techo del nivel geológico desciende al menos 5 m en una distancia horizontal de 73 m. No se ha podido precisar un posible escalón por ausencia de excavación arqueológica intermedia.

Al norte de la Glorieta de San Vicente la inflexión de capas se sigue unos 100 m por la calle López Gisbert. En el corte Juan de Toledo – Carril de Caldereros (Biblioteca), el nivel de techo geológico baja más de 6,5 m en una distancia horizontal de 100 m. No hay tampoco indicios de escalón por ausencia de datos intermedios.

La estructura de inflexión analizada (Fig. 3b) puede interpretarse como la expresión superficial de una falla en profundidad. En contextos de desgarre se han descrito estructuras morfológicas parecidas como de tipo “banco” (“bench structure”, Sylvester, 1988, Fig. 2). Quizás esta falla corresponde a un ramal externo nordoriental, aún en formación, del sistema de duplex compresivo que muestra la falla de Alhama de Murcia al SO de Lorca (e.g. García-Mondéjar et al., 2014). La edad deducida de su actuación es Pleistoceno terminal a Holoceno inferior, y presumiblemente el hundimiento relativo de su bloque oriental se prolonga hasta la actualidad.

ESTRUCTURA SÍSMICA EN EL CONVENTO DE LA VIRGEN DE LAS HUERTAS

Entre 2000 y 2003 se realizaron excavaciones arqueológicas en el subsuelo de un sótano adyacente a la iglesia de la Virgen de Las Huertas (≈2 km al SE de la ciudad, Ponce García et al., 2005; Martínez Rodríguez y Ponce García, 2007). La serie arqueológica analizada va desde -4,40 m a -2,40 m respecto al suelo exterior actual. La sucesión vertical mostró depósitos y estructuras romanas, andalusíes, bajomedievales y de los siglos XVI, XVII y XX. Una sección estratigráfica de la misma, de 2 m de espesor por 1,80 m de anchura, se muestra en la

Fig. 4. Consta de las siguientes unidades, de abajo a arriba:

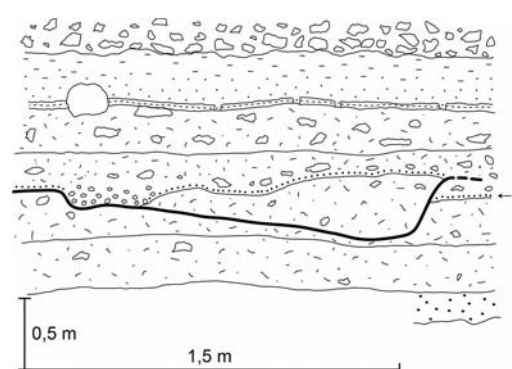


Figura 4: Sucesión estratigráfica del sótano del convento de La Virgen de las Huertas, entre -4,20 y -2,40 m respecto al suelo actual, mostrando la estructura de despegue analizada. Explicación de unidades en el texto.

Figure 4. Stratigraphic log in the Virgen de las Huertas convent between -4.40 and -2.40 m, with the detachment surface described. See text for further explanation.

A) 0,2 m de arena de grano grueso y muy grueso con cerámica arrastrada romana sin estructuras visibles. Depósito geológico atribuible a una riada antigua en la zona.

B) 0,3 m de limo gris sin estructuras con cantos dispersos centimétricos de yeso de pared. Techo con superficie de erosión ondulada. Depósito antrópico.

C) 0,3 m de limo gris similar al de B con techo de suelo enarenado. Depósito antrópico.

D) 0,01-0,02 m de suelo antrópico con tierra lágena: fragmentos centimétricos y milimétricos de roca metamórfica (filita y micaesquisto). Este nivel guía corresponde al pavimento de tierra compactada que se pisaba delante del acceso a una ermita medieval (Santa María de las Huertas), con culto activo hacia 1467 y englobada en el primer convento franciscano antes de 1625 (e.g. Ponce García et al., 2005).

E) 0,15–0,30 m de depósito mixto geológico-antrópico. En la base grava fina con cantos desde milímetros a algún centímetro de diámetro, de relleno de un pequeño canal (30x15 cm). El resto es un depósito antrópico de limo con restos de yeso.

La grava fina canalizada se dispone sobre una superficie oblicua descendente de despegue intra-unidad, que se eleva bruscamente a partir de su punto más bajo y sube verticalmente 0,15 m el nivel guía D (Fig. 4). Según discutimos al final esta superficie sugiere un deslizamiento superficial decimétrico de un bloque coherente de suelo.

La mitad inferior del depósito antrópico E está afectada por la superficie de despegue descrita, pero la mitad superior reposa sobre el perfil de depresión-resalte dejado por el despegue, recuperando la horizontalidad perdida tras el deslizamiento.

F) 0,25 m de limo con grava y fragmentos de yeso de hasta 0,2 m de diámetro. Depósito antrópico.

G) 0,02 m de arcilla rosa con abundantes grietas de desecación en corte vertical. Rodea a clastos sobresalientes de la unidad inferior F. Interpretamos esta capa como derivada de tarquín a partir de agua estancada, probablemente asociada a la riada de Lorca de 1651 (explicación al final).

H) 0,40 m (máximo 0,90 m). Depósito natural geológico consistente en arena, limo y arcilla de color crema. La arena es de grano fino, con laminación cruzada, y pasa gradualmente hacia arriba a limos y arcillas. En otra pared de la excavación arqueológica la sucesión vertical es: arena de grano fino, arena de grano medio con partículas de carbón, arena de grano fino, limo y arcilla superior. Esta sucesión conforma una doble secuencia de tipo grano-negativa y grano-positiva.

Atribuimos este depósito a una corriente acuosa tractiva de energía creciente, seguida de una corriente tractiva de energía decreciente y de un estancamiento final con decantación de partículas en suspensión (limos y arcillas). Es un depósito de inundación único (inundita), que asignamos a una riada histórica importante (1653, explicación al final).

I) 0,20 m de escombros entre limos. Relleno antrópico; datación 1901.

La atribución de los depósitos de inundación G y H a las riadas históricas locales sucesivas de 1651 y 1653, permite explicar la conservación casi intacta de la delgada y frágil capa de arcilla G. Además, documentos históricos refieren una fuerte destrucción en el convento de Las Huertas debida a la riada mayor de 1653 (Gil Olcina, 1968). El despegue superficial descrito en la unidad E fue más antiguo. Respecto a su origen destacamos la ausencia de rasgos indicadores de pendiente original del terreno, o de acción antrópica como caída de algún objeto pesado al suelo. En este último supuesto la delgada capa guía de tierra lágena D habría sido rota o embutida irregularmente en la unidad infrayacente C. No existen esos rasgos de presión, pero sí se observa una ondulación de la capa guía D sin pérdida de continuidad y un ligero engrosamiento de la unidad deslizada C pendiente abajo del despegue. Por todo lo anterior atribuimos la estructura a una fuerte vibración sísmica.

Movimientos del terreno como los deducidos pudieron ser causados por el gran terremoto histórico de 1579. Según Martínez Solares y Mezcuza Rodríguez (2002) este terremoto, el segundo más importante documentado históricamente en Lorca, alcanzó un grado de intensidad VI-VII. Probablemente dicho terremoto destruyó la ermita medieval de Santa María de las Huertas, e hizo bascular la zona occidental del muro documentado de un palacio datado entre finales del siglo X y XI, que se hundió ocho centímetros (Martínez Rodríguez y Ponce García, 2007). Este palacio había sido reutilizado para construir la citada ermita medieval.

Evidencias de otros desastres naturales posteriores han quedado también reflejadas en un espacio sellado adyacente a la llamada escalera de la *Tota Pulchra* donde existen los siguientes elementos arquitectónicos y marcas: Una pared del último tercio

del siglo XVII que presenta grandes grietas que desplazan una marca rectilínea de pintura original hasta 2 cm verticalmente. Una marca de agua turbia característica del límite superior de una inundación, que pasa a través de las grietas de la pared citada sin mostrar prácticamente desplazamiento vertical (apenas 5 mm). Finalmente un muro del siglo XVIII adosado perpendicularmente a la misma pared, que no contiene grietas pero sí está afectado por la marca de inundación referida. Deducimos que la inundación debe corresponder a una gran riada posterior a 1734 (edad del muro), posiblemente la de rotura del pantano de Puentes (1802) o la de enorme caudal de Santa Teresa (1879) (e.g. Gil Olcina, 1968). Los movimientos que provocaron las grietas y su desplazamiento vertical fueron anteriores a 1734 (muro inafectado) y posteriores al último tercio del s. XVII (pared afectada), por lo que los atribuimos al gran terremoto de 1674, el más destructivo documentado en Lorca (Muñoz Clares et al., 2012).

Agradecimientos: Contribución del proyecto EHU 12/11 (Universidad del País Vasco UPV/EHU, J.G-M). Sergio Hernández (UPV/EHU) digitalizó las figuras y Raúl Pérez revisó el trabajo.

Referencias bibliográficas

- Cárceles Díaz, E.; Gallardo Carrillo, J. & Ramos Martínez, F. (2011): Excavaciones urbanas en Lorca: solar esquina calle Álamo con calle Núñez de Arce (santuario ibérico de tipo Orientalizante). *Verdolay. Revista del Museo de Murcia* 13: 71-81.
- García Blánquez, L.A.; Ponce García, J. & Martínez Sánchez, C. (2002): Excavaciones arqueológicas en la Glorieta de San Vicente (Lorca). *XIII Jornadas de Patrimonio Histórico y Arqueología Regional*: 20-21.
- García-Mondéjar, J., Sanz de Galdeano, C. & Ferrairó Salvador, J.M. (2014): Relación entre sedimentación y tectónica Neógeno-Cuaternaria en el sector de Lorca. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 27: 253-269.
- Gil Olcina, A. (1968). El régimen del río Guadalentín. *Saitabi. Revista de la Facultad de Filosofía y Letras de la Universidad de Valencia* XVIII: 163-181.
- Martínez Rodríguez, A. & Ponce García, J., (2007): El palacio islámico hallado en el convento de Nuestra Señora La Real de las Huertas (Lorca, Murcia). En *Las artes y las ciencias en el occidente musulmán*. Murcia, 188-201.
- Martínez Solares, J.M. & Mezcuza Rodríguez, J. (2002): *Catálogo sísmico de la Península Ibérica (880 a.C.-1900)*. Madrid, 253 pp.
- Muñoz Clares, M., Fernández Carrascosa, M., Alcolea López, M.O., Arcas Navarro, M.C., Arcas Ruiz, N., Caro del Vals, P., Cruz López, M.T., García Poveda, M., García Valera, M.A., Llamas Martínez, B., & Ruiz Llamas, A.E. (2012): Sismicidad histórica y documentación municipal: el caso de Lorca. *Boletín Geológico y Minero*, 123 (4), 415-429.
- Ponce García, J., Martínez Rodríguez, A. & Pérez Richard, E. (2005): Restos de un "palacio" islámico en el convento de Ntra. Sra. La Real de las Huertas (Lorca, Murcia). *Alberca*, 3: 85-105.
- Sanz de Galdeano, C., García-Mondéjar, J., & Ferrairó, J.M. (2012): Evolución tectónica del sector de Lorca desde el Mioceno superior al Cuaternario. *Física de la Tierra*, 24, 193-211.
- Soler, R., Masana, E. & Santanach, P. (2003): Evidencias geomorfológicas y estructurales del levantamiento tectónico reciente debido al movimiento inverso de la terminación suroccidental de la falla de Alhama de Murcia (Cordillera Bética oriental). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 16, 123-134.
- Sylvester, A.G. (1988): Strike-slip faults. *Geological Society of America Bulletin*, 100: 1666-1703.



ORIENTACIÓN DEL DAÑO EN LOS ELEMENTOS ARQUITECTÓNICOS DEL CEMENTERIO DE SAN CLEMENTE DURANTE EL TERREMOTO DE LORCA DE 2011: RELACIÓN CON LOS PARAMETROS SÍSMICOS

Damage orientation in the architectural elements of the San Clemente Cemetery during the 2011 Lorca Earthquake: relationship with the seismic parameters

F. Martín-González (1), S. Martín-Velázquez (1), M. A. Rodríguez-Pascua (2), R. Pérez-López (2), y P.G. Silva (3)

- (1) Universidad Rey Juan Carlos, ESCET, Móstoles (Madrid), Spain (fidel.martin@urjc.es, silvia.martin@urjc.es),
(2) Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, Spain, (ma.rodriguez@igme.es, r.perez@igme.es)
(3) Dpto. Geología, Escuela Politécnica Superior de Ávila, Universidad Salamanca, Ávila, Spain (pgsilva@usal.es)

Resumen: Se ha estudiado la orientación de los daños generados durante el terremoto de Lorca de 2011 en el Cementerio de San Clemente (Lorca, España). Estas orientaciones se correlacionan con el movimiento del terreno y con los datos instrumentales del terremoto y por lo tanto con la falla sismogénica (la falla de Alhama de Murcia). Este lugar ha sido seleccionado porque tiene una gran variedad de estilos arquitectónicos (como los que puede encontrar en el casco histórico de una ciudad), está declarado Bien de Interés Cultural (BIC), y presenta diferentes materiales de construcción. Se ha calculado la orientación del daño para cada elemento. Se han medido 93 datos de orientación en 26 mausoleos, 3 tumbas y la puerta de entrada. Las orientaciones de daño medidas son hacia N150° y N300°. Estas orientaciones coinciden con los dos picos de aceleración horizontal del terreno registrados (N160° y N310°) que tienden a ser perpendiculares al plano de falla que generó el terremoto. El estudio de la orientación de los daños de terremotos antiguos puede proporcionar información también sobre la falla generadora del terremoto.

Palabras clave: terremoto Lorca 2011, orientación del daño, EAEs, aceleración pico horizontal

Abstract: Damage orientations generated during an earthquake (e.g. displaced masonry blocks, conjugated fractures, oriented collapse of columns, impact marks, dipping broken corners, etc.) have been studied in the San Clemente Cemetery (Lorca, Spain). These orientations can be correlated with the ground shaking motion and the well documented instrumental data of the Lorca 2011 earthquake and therefore with the seismogenic fault (Alhama de Murcia fault). This cemetery has been selected because this place has: a.- wide variety of architectural styles (neogothic, neobaroque, neoarabian), b.- its Cultural Interest (BIC), and c.- different building materials (brick, limestone, marble). The procedure involved two main phases: a.- inventory and identification of damage (EAE's) and b.- analysis of the damage orientations. The orientation was calculated for each EAE's and plotted in maps. 93 orientation data have been recorded in 26 mausoleums, 3 tombs and the monumental gateway. Results are N150° and N300° damage orientation. These orientations are consistent with the two main horizontal ground acceleration peaks recorded (N160° and N310°). The study of the damage orientation of ancient earthquakes, in historic building or archaeological sites, can provide information about the ground motion. Therefore, it can constraint information about the seismogenic fault. This ground motion information can be clarifying in the near-fault regions where the effects are clearest.

Key words: 2011 Lorca Earthquake, damage orientation, EAEs, horizontal ground peak acceleration

INTRODUCCIÓN

El cementerio de San Clemente es un cementerio de principios de siglo XX donde se construyeron panteones con diferentes estilos arquitectónicos (neogóticos, neoárabes, neobarrocos, modernistas, etc.) (Moreno Atance, 2005) (Figs. 1 y 2). Estos mausoleos son edificios construidos con todos los elementos correspondientes a cada estilo arquitectónico. Se trata de una ciudad en miniatura de edificios históricos. Este conjunto de edificios declarado Bien en Interés Cultural (BIC) presenta una oportunidad única para reconocer los efectos arqueológicos de terremotos (EAES) (Rodríguez Pascua *et al.*, 2011) en distintos elementos y estilos arquitectónicos.

Estos estilos arquitectónicos son los que se pueden reconocer en el patrimonio del casco histórico de cualquier ciudad y por tanto permiten por un lado ver cómo son los daños, para posteriormente poder

reconocerlos en edificios históricos que hayan sufrido terremotos en el pasado, y por otro estudiar el comportamiento de los distintos estilos ante el movimiento del terreno durante un terremoto para poder relacionarlos con la fuente sísmica que los originó gracias a la buena instrumentación con la que se cuenta en la actualidad (IGN, 2011).

MÉTODO

Se han reconocido e inventariado los daños producidos en 26 mausoleos, 3 tumbas y la puerta monumental de entrada (Figs. 1 y 2). De estos daños se han identificado siete tipos de EAEs.

Se han medido las orientaciones de caída de columnas, muros, pináculos estatuas etc., acorde con Giner *et al.* (2011) y Rodríguez Pascua *et al.* (2012), prestando especial atención no solo a la dirección del daño sino también al sentido, para poder discriminar en el análisis posibles diferencias.

De esta forma se miden las orientaciones de cada elemento arquitectónico, tanto las de caída, de estructuras en aspa en muros, claves de arco caídas, etc. y se establece la orientación general del daño (Martín-González et al., 2013).

Además, en cada medida no sólo se ha medido la orientación del daño sino sobre qué elemento se había producido, teniendo en cuenta los grados de libertad de cada elemento para orientarse en la con respecto a la sacudida del terreno durante el terremoto. Así, elementos como lápidas o muros sólo

pendiente topográfica, tipo de construcción o materiales de construcción empleados.

Finalmente se han representado los 93 daños en el plano del cementerio, así como la orientación del daño, el grado de daño del mausoleo, el tipo de material empleado en la construcción y se ha generado un mapa para cada uno de los siete EAEs reconocidos (Fig. 3).

RESULTADOS

Se han estudiado 26 mausoleos del cementerio, 3 tumbas y la puerta monumental de entrada. Se han medido 93 daños orientados que se pueden agrupar en 7 EAEs: 1.- Fracturas en aspa en muros, 2.- Muros volcados. 3.-Roturas de esquinas de bloques. 4.-Desplazamiento de bloques de sillería 5.-Caída de claves de arco. 6.-Giro de pináculos y bloques. 7.-Caída orientada de columnas y estatuas (Figs. 1 y 2).

Los estilos arquitectónicos de los mausoleos han servido para ordenar los panteones en grupos (Moreno Atance, 2005; González Ballesteros *et al.*, 2012) y de esta forma identificar los principales daños que se generan sobre los diferentes estilos arquitectónicos.

1.-Mausoleos neogóticos. Siendo un claro ejemplo el panteón del Vizconde de Huertas y el panteón de Cachá Arcoya adornado con un gran rosetón. Destacan los daños sobre el rosetón, caída de claves y giro y caída de pináculos.

2.-Panteones neobarrocos. Algunos panteones con características de la arquitectura barroca lorquina son el panteón de la familia Valdés Millán y la familia Miguel Abellán Pinar, Juan García Martínez, Alejandro Quiñonero, familia Martínez de Miguel Flores y el grupo de panteones de las familias Mellado, María



Figura 1: Ejemplos de daños por terremoto en el cementerio de San Clemente: a.- Caída orientada de objetos pináculos, caída de claves de arco y desplazamiento de bloques b.- caída de claves de arco, c.- caída de muros, d.- caída de muros e impactos, e.- caída de claves de arco, f.- caída de objetos como estatuas.

Figure 1. Earthquake damage examples in the San Clemente Cemetery: a.- oriented fallen objects, dropped key stones, b.- dropped key stones, c.- fallen walls, d.- fallen walls and impact marks, e.- dropped key stones, f.- oriented fallen objects

tienen dos posibilidades de orientación, una columna o pináculo cuadrado tiene cuatro, mientras una columna de sección circular o decoración con formas redondeadas tienen todos los grados de libertad para orientarse ante el movimiento del terreno. De esta forma se ha ponderado cada medida en función de los grados de libertad para orientarse.

Se han tomado los datos indicando, además del tipo de daño y su orientación, otros elementos que pudieran condicionar la orientación o el grado de daño para su posterior análisis. Así, se ha prestado especial atención al posible condicionamiento que pudiera provocar la orientación de las calles,



Figura 2: Ejemplos de daños por terremoto en el cementerio de San Clemente: a.- rotura de esquinas b.- rotura de esquinas, c.- caída orientada de objetos, impactos, d.- caída de objetos.

Figure 2. Earthquake damage examples in the San Clemente Cemetery: a.- dipping broken corners, b.- dipping broken corners, c.- fallen objects and impact marks, d.- oriented fallen objects

Benítez y Millana Benítez. Destacan los daños sobre estatuas, caída de claves y decoración de cúpulas.
 3.-Panteones modernistas, situados en la calle San Clemente como el panteón de la familia Delgado. Destacan los daños en pináculos y caída de claves.
 4.-Panteón neoárabe. Únicamente existe un ejemplar perteneciente a la familia Millán Sastre. Destacan daños en azulejos y grietas en estuco.

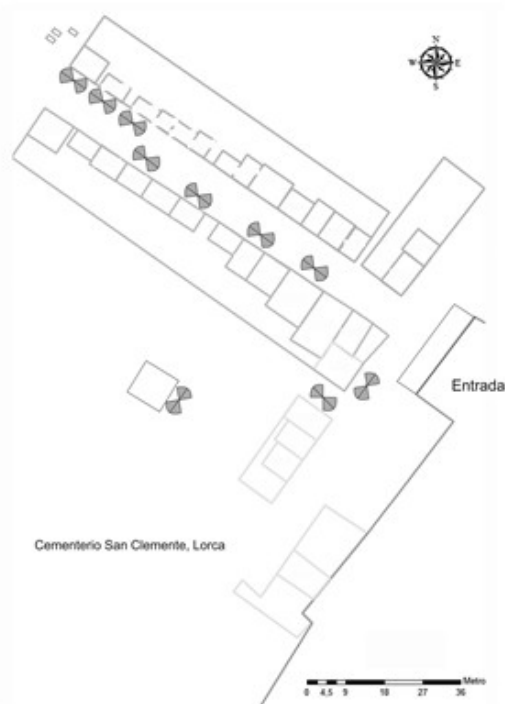


Figura 3: Ejemplo de mapa con situación y orientación de daños. Caída de claves de arco
 Figure 3. Map example with the location and orientation of damages. Dropped key stones

DISCUSIÓN

Para el análisis de la orientación del daño se ha descartado la información sobre la orientación del

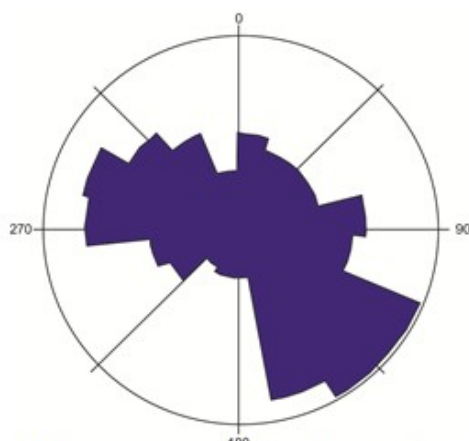


Figura 4: Diagrama de rosa de orientación de los daños del cementerio de San Clemente.
 Figure 4. Rose direction diagram showing the damage orientation in the San Clemente cemetery

giro de columnas o bloques de sillería ya que parecen elementos girados indistintamente en los dos sentidos. El 67% giraron en sentido dextrógiro, lo cual ha sido propuesto como indicador para caracterizar el tipo de falla (en este caso de desgarre dextral), sin embargo el terremoto estaría generado por la Falla de Alhama de Murcia, que se trata de una falla de desgarre sinistral (Martínez-Díaz et al., 2012). Por lo tanto, parece que son otros factores los que condicionan el giro de este tipo de objetos.

No se ha observado tampoco que la orientación de la calle, la topografía o el tipo de material empleado en la construcción condicione la orientación de daño observada en el cementerio. Tampoco se ha observado mayor cantidad de daños cuanto más próximo a la falla se encuentra el mausoleo.

El sentido de la orientación del daño medido en los elementos arquitectónicos tiene dos orientaciones una N150° y otra, que presenta menor número de daños, hacia N300° (Fig. 4). Estas orientaciones parecen reflejar los dos picos más importantes de aceleración horizontal del terreno durante el terremoto, uno primero y más importante hacia N160° y otro más pequeño hacia N310° (Figs. 5 y 6). Estos picos también se reflejan en el desplazamiento del terreno (Fig. 6). Las orientaciones obtenidas en este trabajo indicarían que la orientación del daño está inducida por los picos de aceleración que sufre el terreno y que coinciden con los generados en el terremoto de Lorca de 2011 (Figura 5).

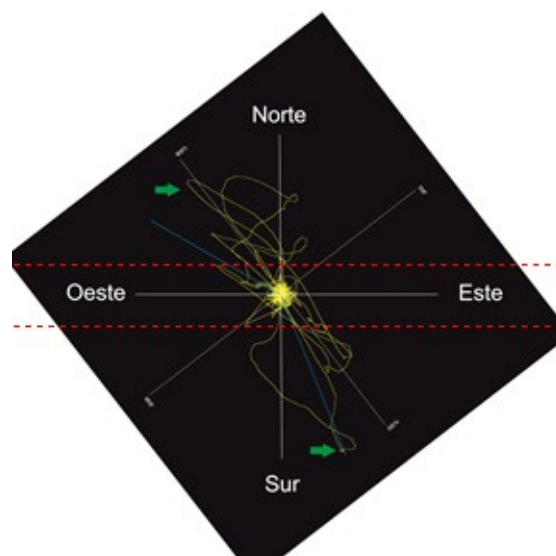


Figura 5: Diagrama mostrando la aceleración del terreno en el plano horizontal durante el terremoto de Lorca de 2011 (datos IGN). Las flechas indican los picos de aceleración y las líneas azules la orientación.
 Figure 5. Diagram showing the ground acceleration during the 2011 Lorca Earthquake. Arrows indicate the peaks and blue lines the orientation.

La orientación principal de daño medida se orienta N150° y coincidiría con la observada para el centro histórico de Lorca por Rodríguez-Pascua et al. (2012). Si se toma la dirección de la orientación de todos los daños sin tener en cuenta el sentido y los dos picos de aceleración, la dirección media es 130°, lo que coincidiría con la calculada por Giner et al.

(2012) para toda la población de Lorca. Sin embargo este último dato no es correlacionable con los parámetros instrumentales de movimiento registrados en el terremoto (IGN, 2011). Este hecho podría explicarse porque los dos picos de aceleración se obliteran al sumarse todas las orientaciones para toda la población.

Este tipo de medidas de la orientación de daño permiten obtener información sobre el movimiento del terreno durante el terremoto y por tanto de la fuente sísmica que las generó y de esta forma establecer restricciones a las posibles fallas que generaron el terremoto. Así debido a que la radiación de las ondas S se polariza de manera perpendicular al plano de falla (Somerville et al. 1997) las aceleraciones pico del terreno en campo cercano se producen según aceleraciones o pulsos perpendiculares al plano de la falla, generando la orientación del daño con la misma dirección.

CONCLUSIONES

Se ha podido determinar la orientación del daño en los distintos elementos arquitectónicos del cementerio del San Clemente afectado por el terremoto de Lorca 2011.

El sentido de la orientación del daño tiene dos orientaciones una N150° y otra, que presenta menor número de daños, hacia N300°.

Estas orientaciones parecen reflejar los dos picos más importantes de aceleración horizontal del terreno durante el terremoto, uno primero y más importante hacia N160° y otro más pequeño hacia N310°.

Este tipo de medidas de la orientación de daño en campo cercano, permiten obtener información sobre el movimiento del terreno durante el terremoto y por tanto de la fuente sísmica que las generó

Agradecimientos: este trabajo ha sido financiado por el Ministerio de Economía y Competitividad con el proyecto RESCATELO (CGL2011-14925-E) y CGL2012-37281-C02.01(USAL). 1299#INQUA Focus Group on Paleoseismology & Active Tectonics and QTECT-AEQUA.

Referencias bibliográficas

- Giner Robles, J.L.; Silva Barroso, P.G.; Pérez López, R.; Rodríguez-Pascua, M.A.; Bajardí Azcárate, T.; Garduño Monroy, V.H.; Lario Gómez, J. (2011). *Evaluación del daño sísmico en edificios históricos y yacimientos arqueológicos. Aplicación al estudio del riesgo sísmico. Proyecto EDASI*. Serie de Investigación, Fundación Mapfre. 96 pp.
- Giner-Robles, J. L., Perez-Lopez, R., Silva Barroso, P., Rodríguez-Pascua, M. A., Martín-González, F. and Cabanas, L. (2012). Análisis estructural de danos orientados en el terremoto de Lorca del 11 de mayo de 2011 Aplicaciones en arqueosismología. *Boletín Geológico y Minero*, 123 (4): 503-513

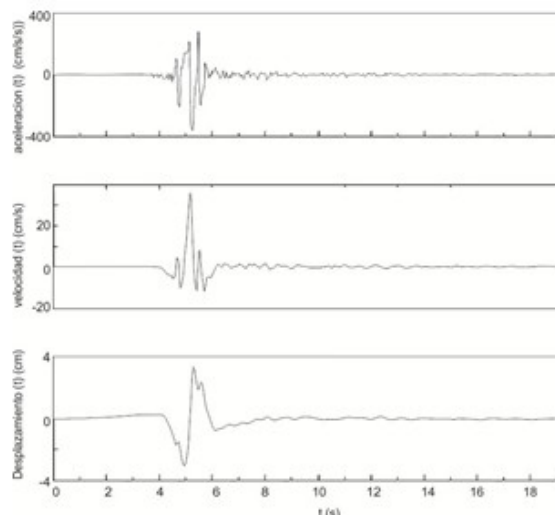


Figura 6: Registro del acelerómetro del terremoto principal de Lorca 2011, 16:47:25 (UTC), terremoto principal Mw=5.1. Componente horizontal N-S (filtrado 0.1-50 Hz) Aceleración, velocidad y desplazamiento. (IGN, 2011), *Figure 6. Record of main earthquake in 2011 Lorca 16:47:25 (UTC). N-S horizontal component Mw 5.1 (filtered 0.1-50 Hz). Acceleration, velocity and displacement (IGN, 2011).*

González Ballesteros, J.A.; Gallardo Carrillo, J.; López Aguilera, V. (2012). Afecciones ocasionadas por el terremoto en el conjunto de panteones históricos del Cementerio de San Clemente, iglesia de Santa María, iglesia de San Pedro y la Fuente del Oro, Murcia. *Boletín Geológico y Minero* 123: 537-548.

Instituto Geográfico Nacional, IGN. (2011). Informe del sismo de Lorca de Mayo de 2011, Madrid.129pp (<http://www.ign.es>).

Martín-González, F., Rodríguez-Pascua, M. A., Pérez-López, R., Giner-Robles, J. L. (2013). Reconocimiento y estudio de los efectos arqueosísmicos generados en el patrimonio durante el terremoto de Lorca: proyecto RESCATELO. *Ciencia y Arte*, 4: 251-258

Martínez-Díaz, J. J., Álvarez-Gómez, J. A., García-Mayordomo, J., Insua-Arevalo, J. M., Martín-González, F. y Rodríguez-Peces, M. J. (2012). Interpretación tectónica de la fuente del terremoto de Lorca de 2011 (MW 5,2) y sus efectos superficiales. *Boletín Geológico y Minero*, 123 (4): 441-458

Moreno Atance, A.M. (2005). *Cementerios murcianos: arte y arquitectura*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 769pp

Rodríguez-Pascua, M. A., Pérez-López, R., Martín-González, F., Giner-Robles, J. L. y Silva, P. G. (2012). Efectos arquitectónicos del terremoto de Lorca del 11 de mayo de 2011. Neoformación y reactivación de efectos en el Patrimonio Cultural. *Boletín Geológico y Minero*, 123 (4): 487-502

Rodríguez-Pascua, M.A., Pérez-López, R., Silva, P.G., Giner-Robles, J.L., Garduno-Monroy, V.H. y Reicherter, K. (2011). A Comprehensive Classification of Earthquake Archaeological Effects (EAE) for Archaeoseismology. *Quaternary International*, 242: 20-30.

Somerville, P.G., Smith, N.F., Graves, R.W. and Abrahamson, N.A. (1997). Modification of empirical strong ground motion attenuation relations to include the amplitude and duration effects of rupture directivity. *Seismological Research Letters*, 68, 199-222.



COLAPSO DE UN ABRIGO ROCOSO EN EL CEJO DE LA MUELA (MULA, MURCIA): POSIBLE PALEOTERREMOTO DE 3500 AÑOS

Collapse of a rock shelter in Cejo de la Muela (Mula, Murcia): possible paleoearthquake of 3500 years

F. Pérez-Valera (1), M. Martínez-Andreu (2), M. Sánchez-Gómez (1,3), L.A. Pérez-Valera (1) y J.L. Sánchez-Gómez (4)

- (1) Centro de Estudios Avanzados en Ciencias de la Tierra, Universidad de Jaén. 23071 Jaén, España. fperez@ujaen.es
- (2) Museo Arqueológico de Cartagena, C/ Ramón y Cajal 45, 30204 Cartagena, España. miguelmandreu@gmail.com
- (3) Departamento de Geología, Universidad de Jaén. 23071 Jaén, España. msgomez@ujaen.es
- (4) Avda. de la Paz 67, Socovos, 02435, Albacete

Resumen: La Cueva del Búho, situada bajo el Cejo de la Muela (Mula, Murcia), es un abrigo rocoso con evidencias de una ocupación relativamente continua, al menos desde el Paleolítico superior hasta finales del Neolítico. Este abrigo presenta un desplome de un paquete de varios metros de espesor de calizas del techo. El colapso sella el registro arqueológico, que presenta potentes niveles de cenizas a techo, justo en contacto con la base de los bloques desplomados. Se propone que la causa más probable del colapso sea la de un paleoterremoto producido por la próxima Falla de Crevillente. La edad más reciente obtenida mediante radiocarbono en las cenizas es de 3500 a Cal BP, que se interpreta como una edad próxima a la ocurrencia del paleoterremoto.

Palabras clave: Mula, paleoterremoto, Neolítico, abrigo rocoso

Abstract: The Cueva del Búho beneath the Cejo the Muela (Mula, Murcia) is a rock shelter with evidence of a relatively continuous occupation since, at least, the Upper Paleolithic to the end of Neolithic. This rock shelter shows the collapse of a slab of few meters thick limestone from the ceiling. The collapse sealed the archaeological record, which have thick levels of ash directly beneath the bottom of the fallen blocks. The ash layers are interpreted as fireplaces actives at the epoch of the roof collapse. It is proposed that the most likely cause of the collapse is a paleoearthquake from the near Crevillente fault. The most recent radiocarbon age obtained from the ashes is 3500 a Cal BP, which is interpreted as an age close to the occurrence of the paleoearthquake.

Key words: Mula, paleoearthquake, Neolithic, rock shelter.

Las áreas con una sismicidad moderada, como ocurre en el sureste de la Península Ibérica, presentan fallas con un periodo de recurrencia de terremotos importantes que habitualmente excede algunos miles de años (e.g. Pantosti et al., 2004). Por lo tanto, para determinar la peligrosidad de las fallas y un atisbo del periodo de recurrencia muchas veces es insuficiente, además del registro instrumental, el registro histórico, e incluso el registro arqueológico asociado al mismo. Esto implica en la Península Ibérica que se puede extender un catálogo relativamente completo de grandes terremotos hasta los 2000 años de antigüedad, periodo en el que el Imperio Romano, y sus edificaciones alcanzan a toda la península.

En estas áreas de largos periodos de recurrencia tiene especial interés poder extender lo máximo posible el periodo de observación paleosísmica para caracterizar la peligrosidad de una región. Durante un largo periodo de la Prehistoria, los abrigos rocosos fueron lugares de ocupación recurrentes, quedando en sus sedimentos un amplio registro arqueológico que nos permite datar con relativa precisión un evento sísmico lo suficientemente potente para producir el colapso del techo (Sánchez-Gómez et al., 2011). En este trabajo presentamos la evidencia de la caída catastrófica del techo de un abrigo rocoso que sella una secuencia arqueológica en las proximidades de la localidad de Mula (Murcia, Béticas orientales). Dadas las

características del techo caído y la secuencia arqueológica imputamos la causa a un paleoterremoto y le atribuimos una edad a partir de datos radiométricos de C¹⁴.

CONTEXTO GEOLÓGICO

El abrigo estudiado se sitúa muy próximo al contacto entre el Dominio de Alborán y el Margen Sudibérico (Figura 1). Independientemente de la importancia que este contacto, de rango de sutura (e.g. Luján et al., 2006), tuvo a lo largo del Mioceno, en la actualidad se encuentran evidencias de importantes deformaciones recientes que han sido asociadas a la Falla de Crevillente (Sanz de Galdeano y Buforn, 2005). El abrigo se encuentra, además, próximo al borde occidental de la Cuenca de Mula, que cubre en gran parte la sutura continental Miocena. El trazado de la Falla de Crevillente en este sector muestra una dirección NE-SO, que se sitúa aproximadamente sobre la posición que el contacto entre los dos dominios principales debiera tener bajo la Cuenca de Mula. Hacia el suroeste, la Falla de Crevillente discurre entre los materiales del Paleomargen Sudibérico (Subbético). Su traza pasa a escasos kilómetros del Cejo de la Muela (Figura 1).

Cejo de la Muela es el nombre que se le da a un escarpe constituido por una serie de unos 40-50 metros de potencia de calizas arenosas y bioclásticas, del Mioceno superior (Tortonense)

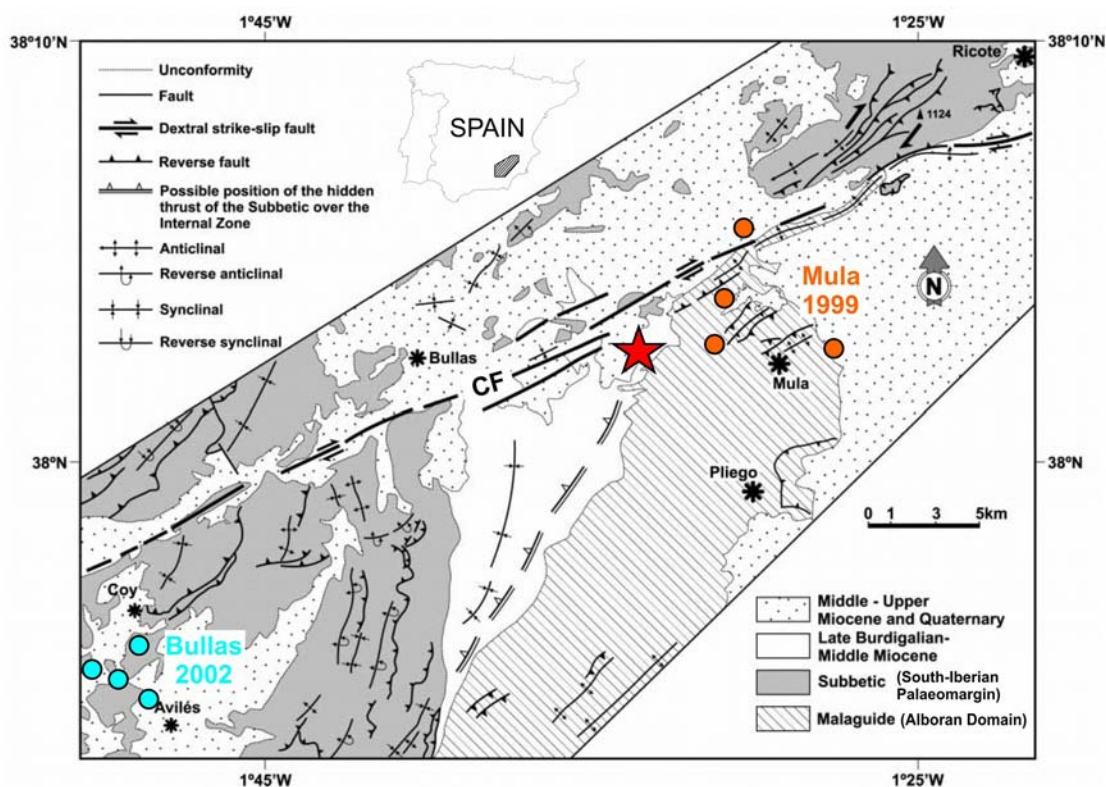


Figura 1: Esquema tectónico mostrando la posición del Cejo de la Muela (estrella) y los epicentros más significativos de los últimos eventos sísmicos (círculos). Tomado de Sanz de Galdeano y Buforn (2005).

Figure 1. Tectonic sketch showing the location of the Cejo de la Muela (star) and the epicenters of the main recent seismic events (circles). Taken from Sanz de Galdeano and Buforn (2005).

(Velando y Paquet, 1972). El escarpe se desarrolla por encima de unidades margosas del Mioceno que facilitan la creación de abrigos y cuevas en su base, como la que constituye el objeto de este trabajo. La unidad de calizas arenosas está formada por bancos decimétricos que se organizan en paquetes de megaestratificaciones cruzadas de orden métrico (Figura 2). Desde el punto de vista petrográfico las calizas arenosas tienen un porcentaje de cuarzo comprendido entre el 20 y 30 %, mientras que los demás componentes son restos de briozoos, lamelibranquios, algas rojas, etc., cementados por carbonatos que hacen que la roca se muestre compacta. A pesar de su grado de compacidad, existen bastantes discontinuidades, la mayor parte de ellas relacionadas con la base de los bancos con estratificaciones cruzadas. No existe un diaclasado penetrativo por lo que los abrigos tienden a ser continuos lateralmente y alcanzar profundidades de varias decenas de metros.

REGISTRO ARQUEOLÓGICO DE LA CUEVA DEL BÚHO

La Cueva del Búho (Figura 2) está situada bajo el Cejo de la Muela. Los primeros descubrimientos se producen en los años 70 cuando el propietario del terreno realiza varias catas hasta recopilar una interesante colección que, pasado un tiempo, puso a disposición de su estudio para la realización de una tesis de licenciatura (Martínez Andreu, 1981). De la colección se desprende una ocupación, más o menos continua, desde el Paleolítico hasta el Neolítico.

El suelo del abrigo posee fuertes pendientes a favor de un ramblizo central (Figura 2), lo que ha erosionado en la actualidad la mayor parte del registro arqueológico de ocupación. Sin embargo, la caída de bloques del techo, de hasta varios metros cúbicos de volumen, sella parte de este registro, y es bajo ellos donde se encuentran los pocos sedimentos que contenían los restos de cultura material de sus antiguos moradores.

En 1979, a la vista del registro conservado, dos de los autores de este trabajo, realizan un sondeo arqueológico (Figura 2), en el marco de las excavaciones de urgencia de la Región de Murcia, en donde, protegido por uno de los bloques caídos pero aislado del resto, encuentran una secuencia sedimentaria con abundante industria lítica (Martínez Andreu, 1983). Los fragmentos de sílex, de alta calidad y carácter alóctono (probablemente de la comarca de Los Vélez-Sierra de María), pueden agruparse en: soportes laminares y microlaminares destinados a la obtención de pequeñas piezas de bordes afilados fácilmente sustituibles, así como raspadores y perforadores ligados al trabajo de las pieles. Este tipo de industria lítica caracteriza el tránsito del Paleolítico-Epipleolítico/Mesolítico, en donde se produjo un modo de reducción lítica (microlitismo industrial) que ahorra costes y permitía el apurado y reutilización de las piezas.

Por otra parte, de la colección procedente del dueño del terreno se desprende que además del tránsito Paleolítico-Mesolítico están representados periodos más modernos, aunque debido a la forma de obtención no puede confirmarse su posición estratigráfica. El Mesolítico pleno, con predominio del

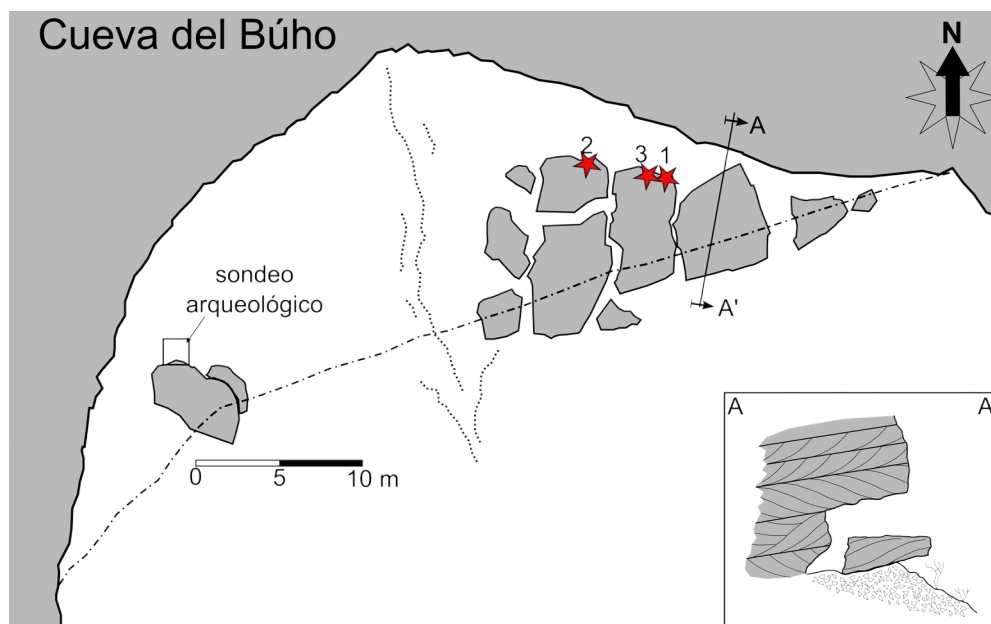


Figura 2: Planta y alzado de la Cueva del Búho que muestra los grandes bloques caídos y la posición de las muestras bajo ellos datadas radiométricamente (estrellas).

Figure 2. Ground plan and section from the Cueva del Búho showing the fallen large blocks and the location of the samples beneath them (stars) that have been radiometrically dated.

geometrismo, está representado por triángulos y trapecios de pequeño tamaño con retoque abrupto. Más reciente serían un conjunto de cerámicas, entre ellas un pequeño cuenco con un fragmento de ocre en su interior, algunos fragmentos de hachas pulimentadas y un fragmento de punta con retoque bifacial, que sin ser rotundamente esclarecedores, nos remiten a una fase avanzada y poco precisa del Neolítico o los inicios del Eneolítico.

Todo el registro arqueológico en general indica que la Cueva del Búho fue utilizada como hábitat al menos desde el final del Paleolítico hasta el final del Neolítico.

EL DESPRENDIMIENTO DE BLOQUES

Una vista actual del abrigo muestra que casi un tercio del mismo está ocupado por grandes bloques cuadrangulares, de varios metros de lado, procedentes del techo (Figuras 2 y 3). Éstos corresponden a fragmentos de un banco de calizas arenosas de más de dos metros de potencia que formaba el techo del abrigo en su momento. A excepción de un bloque aislado, el resto de los bloques encajan tanto lateralmente entre ellos, como con los huecos que quedaron en la pared y techo del actual abrigo, por lo que puede suponerse que cayeron a la vez y se fragmentaron durante la caída. Las caras laterales de los bloques presentan cortes frescos poco meteorizados.

Debajo de algunos de los bloques, especialmente los que fueron objeto de saqueo por parte del propietario, puede observarse como la base de la roca se sitúa directamente sobre niveles de cenizas, muy finas, provenientes de hogueras. Dada la pendiente del suelo de la cueva, estas cenizas hubieran sido rápidamente erosionadas de no haber sido preservadas por los grandes bloques de roca.

La presencia de cenizas bajo los bloques nos indica que los hogares de combustión estuvieron activos prácticamente hasta la caída de los bloques, o no mucho tiempo antes de su desplome. Pequeños carbonos entre las cenizas (diámetros inferiores a 3 mm), provenientes de la combustión incompleta de la madera, suministró una oportunidad para intentar datar mediante radiocarbono la fecha aproximada de la caída.



Figura 3: Detalle de los bloques caídos.
Figure 3. Close up view of the fallen blocks.

Se escogieron tres lugares bajo los bloques en donde se reavivaron los cortes existentes con la intención de evitar contaminaciones actuales. Algunas de las prospecciones no oficiales de los años 70 habían penetrado casi un metro bajo los bloques, por lo que, aunque con dificultad, pudo recolectarse material suficiente sin ninguna sospecha de contaminación, justo en el contacto con la roca. Las tres muestras se sometieron a flotación para extraer fragmentos de carbón con diámetros

mayores a 0,5 mm, los cuales se enviaron a un laboratorio comercial para datación mediante AMS.

Dos de las muestras CJM-1 y CJM-3, se tomaron próximas bajo un mismo bloque en una posición central (Figuras 2 y 4). La muestra restante (CJM-2) se tomó bajo otro bloque cuya base quedaba topográficamente más baja. Las edades C^{14} obtenidas en el bloque central fueron respectivamente 3500 a Cal BP y 4840 a Cal BP. En el bloque oriental y más bajo, la edad obtenida fue de 7750 a Cal BP.

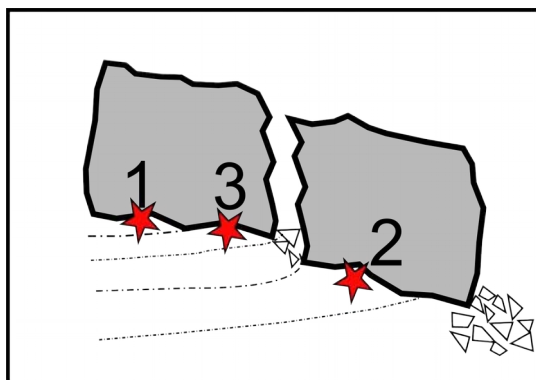


Figura 4: Esquema interpretativo de la posición estratigráfica de las edades obtenidas. Sin escala.

Figure 4. Interpretative sketch of the stratigraphic position of the dated samples. Without scale.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La Cueva del Búho situada bajo el Cejo de la Muela es un abrigo rocoso que posee un registro arqueológico, que aunque fragmentado, indica una ocupación relativamente continua, con evidencias al menos desde el Paleolítico superior hasta finales del Neolítico. El registro arqueológico preservado se debe al desplome de grandes bloques en una gran parte de su techo. Este colapso debió realizarse de una sola vez y de forma brusca, sellando los sedimentos antrópicos, que en caso contrario, hubieran sido lavados/erosionados como en el resto del abrigo.

La presencia de acumulaciones centimétricas de cenizas correspondientes a hogares indica que los bloques cayeron sobre puntos que eran habitualmente habitados en el momento del desplome. Por lo tanto puede asumirse que la edad radiométrica de las cenizas selladas, debería aproximarse a la de la caída de los bloques. Las diferentes edades encontradas, sin embargo, sugieren que el desplome hizo que los grandes bloques penetraran o arrastraran parte de los niveles arqueológicos (Figura 4), o bien que la erosión del suelo del abrigo hubiera expuesto niveles más antiguos en aquel momento.

En cualquier caso las edades radiométricas obtenidas son congruentes con el registro arqueológico. Así, la edad de 7750 a Cal BP corresponde al Mesolítico de la región, mientras que la de 4840 a Cal BP se corresponde con los materiales del final del Neolítico encontrados. Por el contrario la edad de 3500 a Cal BP es algo más

joven que la edad atribuible a cualquiera de los restos, pero puede ser perfectamente asignada a un nuevo momento de ocupación, y por tanto puede suponerse próxima al colapso del techo.

Respecto al origen del colapso, en el sureste ibérico, para la edad aproximada establecida, no es esperable una causa climática, esencialmente glaciaria como se invoca en otros lugares (Gilli, 2005). Por otra parte, es necesario una gran perturbación, pues aun suponiendo que las superficies de estratificación carecieran de resistencia o cohesión, hay que tener en cuenta que los bloques estaban anclados a la pared por al menos un espesor de 2 metros de roca competente. Una caída exclusivamente por gravedad debería ser paulatina, conforme avanzara la erosión, y una sobrepresión hidráulica, la otra causa que pudiera esgrimirse, no es posible, dada la alta permeabilidad de la roca y su posición topográfica elevada respecto al entorno. Con estas premisas, y en el contexto tectónico que se encuentra, muy próxima a la Falla de Crevillente, es de esperar que la causa más probable sea la de un terremoto.

Quedan por determinar en trabajos futuros mediante un análisis geomecánico, la intensidad con la que el posible paleoterremoto se debió percibir en el lugar para provocar el desplome completo de una parte del techo. No obstante y a falta de prospecciones arqueológicas más precisas, puede determinarse que el Cejo de la Muela se vio afectado por un importante terremoto hacia los años 1500 a.C. muy probablemente asociado a la Falla de Crevillente o a los sistemas de fallas próximos a ella.

Agradecimientos: El presente trabajo ha sido financiado por el proyecto CGL2006-10202/BTE y por los grupos de investigación de la Junta de Andalucía RNM 325 y RNM 370.

Referencias bibliográficas

- Gilli, E. (2005). Review on the use of natural cave speleothems as palaeoseismic or neotectonics indicators. *Comptes Rendus Geoscience*, 337, 1208-1215.
- Luján, M., Crespo-Blanc, A. y Balanyá, J.C. (2006). The Flysch Trough thrust imbricate (Betic Cordillera): A key element of the Gibraltar Arc orogenic wedge. *Tectonics*, 17 pp. TC6001, doi:10.1029/2005TC001910
- Pantosti, D., De Martini, P.M., Papanastassiou, D., Lemeille, F., Palyvos, N. y Stavrakakis, G. 2004. Paleoseismological trenching across the Atalanti fault (Central Greece): evidence for the ancestors of the 1894 earthquake during the middle ages and roman times. *Bull. Seismological Society of America* 94, 531-549.
- Martínez Andreu, M. (1981) *Las industrias Epipaleolíticas de la provincia de Murcia*. Tesis de Licenciatura, Univ. de Murcia; Murcia (España). 79 pp (inédita).
- Martínez Andreu, M. (1983) Aproximación al estudio del Epipaleolítico en la Región de Murcia. *XVI Congreso Nacional de Arqueología*. Murcia-Cartagena, 39-52.
- Sánchez-Gómez, M., Martínez-Sánchez, C., García-García, F., Peláez, J. A., Pérez-Valera, F., Martínez-Andreu, M. y Pérez-Valera, L. A. (2011). Evidence for a 4700-2100 BC palaeoearthquake recorded in a fluvial-archaeological sequence of the Segura River, SE Spain. *Quaternary International*, 242, 106-114.
- Sanz de Galdeano, C. y Buforn, E. (2005). From strike-slip to reverse reactivation: The Crevillente Fault System and seismicity in the Bullas-Mula area (Betic Cordillera, SE Spain). *Geologica Acta*, 3, 241-250.
- Velando, F. y Paquet, J. (1972). Hoja y memoria explicativa del Mapa Geológico de Cehegín (911) a escala 1:50.000. IGME.



EVIDENCIAS ARQUEOSISMOLÓGICAS DE LA DESTRUCCIÓN DE COMPLUTUM EN EL S.IV A.D. (CUENCA DEL TAJO, ESPAÑA)

Archaeoseismological evidences of the Complutum destruction in the fourth century A.D. (Tagus Basin, Spain)

M.A. Rodríguez-Pascua (1), C. Heras (2), A. B. Bastida (2), J. L. Giner-Robles (3), P. G. Silva (4), M.A. Perucha (1), E. Roquero (5), P. Carrasco (4), R. Pérez-López (1), J. Lario (6) y T. Bardaji (7), G.B. García Gutiérrez (1).

- (1) Instituto Geológico y Minero de España. Madrid. SPAIN. ma.rodriguez@igme.es, r.perez@igme.es, ma.peucha@igme.es
(2) Trébede, Patrimonio Cultural, S.L. Torres de la Alameda. Madrid. cmheras@trebedecultura.com
(3) Facultad de Ciencias, Universidad Autónoma de Madrid. Madrid. SPAIN. jorge.giner@uam.es
(4) Dpto. Geología, Escuela Politécnica Superior de Ávila, Universidad Salamanca. Ávila. SPAIN. pgsilva@usal.es
(5) Dpto. Edafología, E.T.S.I. Agrónomos, Universidad Politécnica de Madrid. Madrid. SPAIN elvira.roquero@upm.es
(6) Facultad de Ciencias. UNED. Madrid. SPAIN. javier.lario@ccia.uned.es
(7) Dpto. Geología. Fac. Ciencias, Universidad de Alcalá de Henares. Madrid, Spain. teresa.bardaji@uah.es

Resumen: la antigua ciudad romana de *Complutum* (Alcalá de Henares, Madrid) fue fundada en el s. I AD y fue una de las ciudades más importantes de Hispania. *Complutum* fue destruida, abandonada bruscamente, reubicada y reconstruida en una nueva localización en el s. IV AD. Las causas de la destrucción y la nueva localización de la ciudad son aún una incógnita para la arqueología. En este trabajo se muestran diferentes efectos arqueosismológicos de terremotos (EAEs) afectando al yacimiento de La Magdalena (una explotación agrícola situada a 4 km al NE del núcleo urbano de *Complutum*). Se han usado métodos arqueosismológicos, paleosismológicos y geofísicos para localizar EAEs afectando al yacimiento de La Magdalena. El efecto geológico de origen sísmico que afectó al yacimiento es la licuefacción. Se pueden observar al menos tres afloramientos con diques de arena afectando a instalaciones romanas, como cisternas, casas o tumbas. Los procesos de licuefacción generaron grietas en el sustrato y pliegues en los cimientos de las construcciones. Simultáneamente al abandono de La Magdalena también fueron abandonadas de forma brusca la ciudad de *Complutum* y varias villas romanas a lo largo del valle del Henares, en algunos casos con EAEs que pueden asociarse al mismo evento que destruyó el yacimiento de La Magdalena. Estos EAEs podrían estar generados por un terremoto de $M_w = 5-5.6$, utilizando los límites empíricos de licuefacción.

Palabras clave: *Complutum*, terremoto, Efectos Arqueosismológicos de Terremotos (EAEs), licuefacción, s. IV AD.

Abstract: The ancient Roman city of *Complutum* (Alcalá de Henares, Madrid) was founded in the first century AD and it was one of the most important cities of Hispania. *Complutum* was destroyed, abruptly abandoned, relocated in a new location and rebuilt in the fourth century AD. The destruction of the city and its new location is still a mystery to the archaeologists. In this paper we show different earthquake archaeological effects (EAEs) affecting the La Magdalena site (an agricultural holding located 4 km away from the core of *Complutum*). We used archaeoseismological, paleoseismological and geophysical methodologies in order to locate earthquake effects affecting to the site of La Magdalena. The most important earthquake geological effect affecting the site is the occurrence of liquefaction processes (sand dikes and ground settlement) affecting roman facilities, such as water tanks, houses or tombs. The liquefaction processes generated significant ground cracks and folds in the foundations of the buildings. Several archaeological sites of Roman origin were abruptly abandoned along the Henares valley simultaneously with La Magdalena site and *Complutum*, in some cases with EAEs with similar origin to those recorded at La Magdalena site that could be associated with the same event that destroyed this site. These EAEs could be associated to an earthquake of $M_w=5.5-6$, using the empirical limit of liquefaction.

Key words: *Complutum*, earthquake, Earthquake Archaeological Effects (EAEs), Liquefaction, 4th century AD.

INTRODUCCIÓN

El yacimiento de "La Magdalena" se localiza en el término municipal de Alcalá de Henares, antigua *Complutum* en época romana.

Presenta hasta siete fases diferenciadas de ocupación, que se iniciarían con una necrópolis calcolítica con cerámica campaniforme, dos periodos de ocupación industrial de época romana altoimperial que dan paso a una gran necrópolis de inhumación bajoimperial y que culminan en un proceso de ruralización del territorio con inhumaciones dispersas, tanto en el siglo VI como en el VII e inicios del VIII AD.

A mediados del siglo IV de nuestra era se produce un terremoto posiblemente de ámbito local, que deja claras evidencias en el registro arqueológico, no solo del yacimiento, sino del entorno próximo.

SITUACIÓN GEOGRÁFICA, GEOLÓGICA Y CONTEXTO ARQUEOLÓGICO

El yacimiento arqueológico de La Magdalena se encuentra localizado en la Cuenca del Tajo, asentado sobre la llanura de inundación del río Henares (Fig.1) a 4 m por encima del cauce actual del río, sobre un meandro del mismo. Los materiales del Holoceno que componen esta llanura de inundación son arenas y canales de gravas con limos arcillosos a techo de la serie, con más de 5 m de potencia en su conjunto.

ESTRUCTURAS DE DEFORMACIÓN

Los restos de época altoimperial romana excavados en este yacimiento presentan evidencias de deformaciones tanto en las construcciones de fábrica como en restos localizados en la necrópolis. A

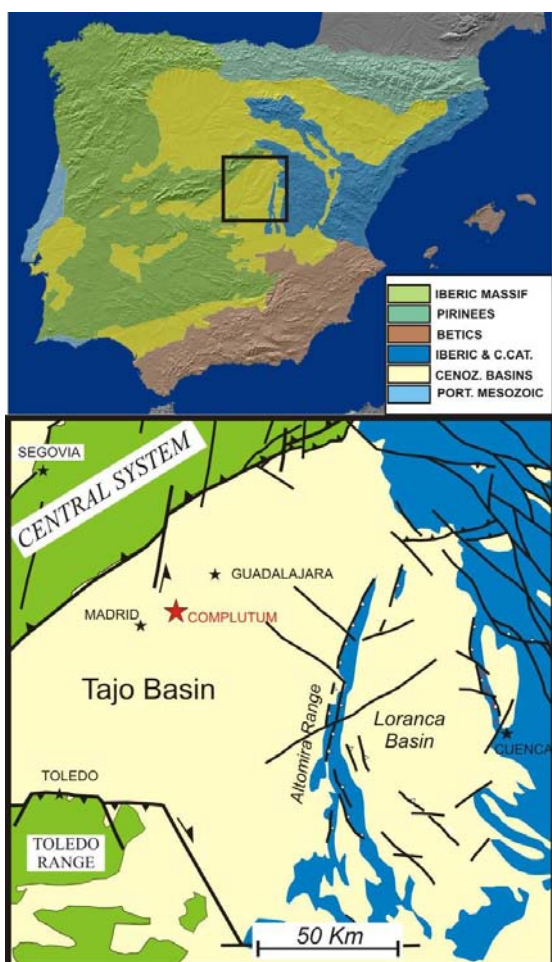


Figura 1: Situación geográfica del yacimiento arqueológico de La Magdalena, antigua ciudad romana de Complutum (Alcalá de Henares, Madrid).

Figure 1. Geographical location of the archaeological Site of La Magdalena, ancient roman city of Complutum (Alcalá de Henares, Madrid).

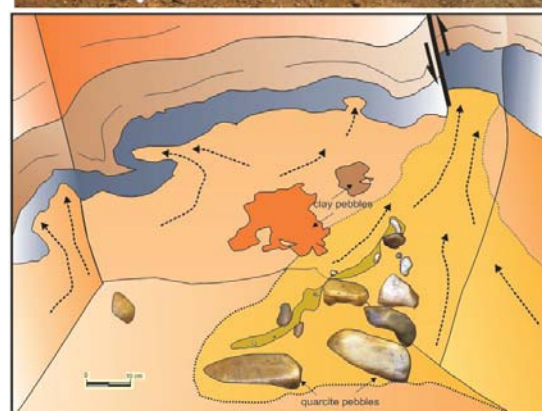
continuación se enumeran y describen brevemente este tipo de deformaciones:

Fracturas abiertas en el sustrato y licuefacciones afectando a construcciones: estas grietas son de carácter métrico con aperturas que superan los 30 cm. En uno de los casos afectan directamente a una cisterna construida mediante mortero hidráulico (Fig. 2). Las grietas cortan la base de la cisterna y son penetrativas, continuando en el sustrato donde se asienta dicha cisterna. Este tipo de mortero es muy resistente a las cargas y compresiones, por lo que estas grietas no pueden explicarse por la simple ruina de la construcción. En el fondo de la cisterna se han observado dos marcas de impacto, que podrían ser debidas al colapso de los muros laterales. Después de realizar una cata en la base de la cisterna de 1,5 m de profundidad, se ha podido observar de muro a techo que el sustrato sobre el que se asientan los cimientos de la cisterna está compuesto por una capa de arenas y gravas de 50 cm. Sobre estos materiales se depositan 40 cm de arenas siliciclásticas de tamaño de grano medio a grueso con cantos de cuarcita, que intruyen en las capas suprayacentes. Sobre estos materiales hay una capa de limos de matriz arcillosa de 20 cm de potencia, que a muro de esta capa presenta intrusiones de arena de tamaño decimétrico



Figura 2: Cisterna de mortero hidráulico fracturada.

Figure 2. Cistern fractured made by hydraulic mortar.



- Clayey and silty soil
- Clayey and silty sand
- Marly silt
- Unconsolidated and liquefied sand
- Unconsolidated and liquefied gravel

Figura 3: Fotografía e interpretación de las estructuras de licuefacción situadas debajo de la cisterna de mortero hidráulico.

Figure 3. Photography and sketch of the liquefaction structures located under the cistern made of hydraulic mortar.

procedentes del nivel inferior. A techo de la serie encontramos limos arenosos con matriz arcillosa (15 cm) y una capa antropizada de 20 cm de potencia de limos con restos arqueológicos desorganizados. Los procesos de licuefacción se han podido observar en

las capas de arenas y gravas inferiores, actuando como niveles confinantes los limos arcillosos que tienen a techo. Estas licuefacciones llegaron a extruir en superficie a través de algunas grietas, ya que la cisterna se encontraba llena de estos materiales cuando se realizaron las excavaciones. Algunas de estas grietas también se producen por "lateral spreading" como consecuencia de los procesos de licuefacción que generan el colapso de las estructuras en diferentes tipos de construcciones. En el caso de la cisterna, el hundimiento producido por la extrusión de arenas en superficie genera grietas y una adaptación de los materiales plásticos infrayacentes (limos arcillosos), que actúan como capas confinantes, inyectándose en esas grietas posiblemente por la acción del agua contenida en la cisterna al ser liberada por la rotura de la misma (Fig. 4). En la zona NE del yacimiento se han podido observar construcciones que contaban con escalones de sillaría, "hundidos" 3 m con respecto a la cota media del yacimiento (Fig. 5). En este punto es posible observar un dique de arenas de más de 70 cm de desarrollo vertical y 1 m de ancho afectando al nivel antropizado superior.

Sustrato y cimientos plegados: se ha podido constatar que la base de los cimientos de diferentes

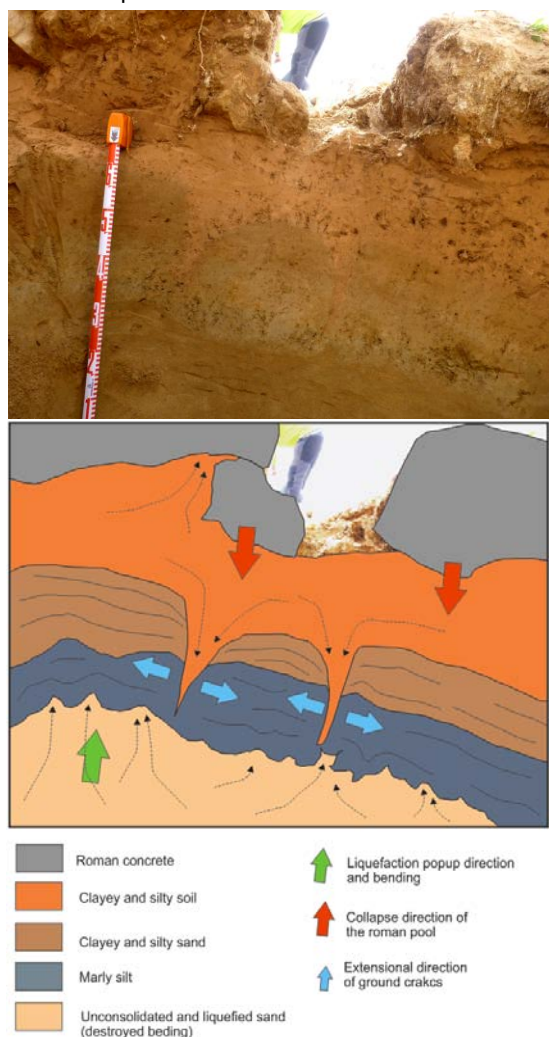


Figura 4: Grietas abiertas en la base de los cimientos de la cisterna de mortero hidráulico y licuefacciones en la base de la misma.

Figure 4. Open cracks in the founding of the cistern made of hydraulic mortar and liquefaction features in the bottom.

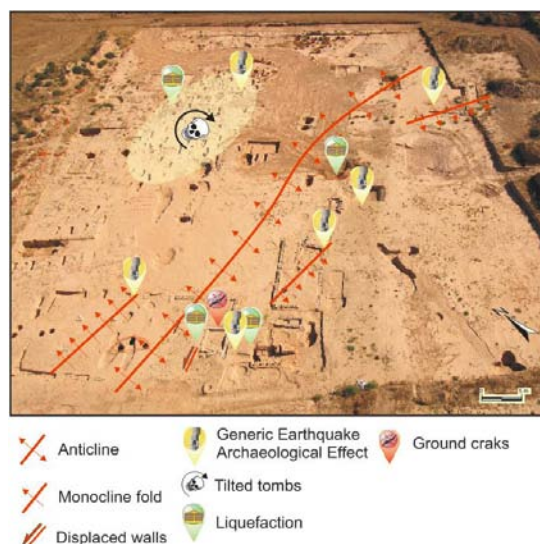


Figura 5: Fotografía aérea del yacimiento de La Magdalena con la cartografía de las deformaciones del sustrato y los EAEs identificados.

Figure 5. Aerial view of the La Magdalena archaeological site. Open cracks in the founding of the cistern made of hydraulic mortar and liquefaction features in the bottom.

construcciones se encuentran a distintas cotas para una misma construcción. El modo constructivo de este tipo de asentamientos implicaba un allanamiento previo de la zona antes de la cimentación, posteriormente se realizaba una cimentación utilizando cantos de cuarcita procedentes de los canales de gravas y sobre estos se levantaban los muros de sillarejo utilizando carbonatos procedentes de las calizas del páramo, cercanas a esta zona. En uno de los edificios estudiados, de planta basilical (zona NO del yacimiento, Fig. 5), podemos observar un pliegue monoclinial interpretado por la diferencia de cota de más de un metro, entre los cimientos de la parte sur y la norte del edificio. El eje del pliegue es NE-SO, congruente con un pliegue de mayor entidad que se puede deducir al medir las diferencias de cota de los cimientos de los distintos edificios que componen el yacimiento, entre ellos, talleres de alfarería, hornos y construcciones agrícolas (Figura 5).

Tumbas deformadas: gran parte de la necrópolis situada en la zona norte del yacimiento (Fig. 5), se encuentra alterada con respecto a lo que debió de ser su disposición original. Se ha podido constatar durante la fase de excavación del yacimiento que parte de las tumbas se encuentran basculadas y algunos de los cuerpos tenían la pelvis desplazada hasta la altura del tórax. Este basculamiento se produjo después de que los huesos perdiesen cohesión muscular entre sí y permitiese su desplazamiento dentro del ataúd (se han encontrado restos de la madera de los mismos así como de los clavos que habían empleado en su construcción). Estos basculamientos se debieron a intrusiones de arena (diques de arena) que produjeron el movimiento de los ataúdes que llegaron a "flotar" sobre este material fluido, generando el desplazamiento de los restos óseos contenidos en los ataúdes.

PROSPECCIÓN GEOFÍSICA

Se ha realizado un perfil de tomografía eléctrica (Shlumberger) con dirección N150°E, paralelo al eje principal del edificio de planta basilical y a la cisterna fracturada. La interpretación preliminar indica la presencia de un importante paleocanal deformado y hundido sustituido por avulsión por un nuevo canal de menores dimensiones. Los niveles fluviales deformados se encuentran fosilizados por un nivel arcilloso de llanura de inundación sobre el que se producen los primeros asentamientos (silos y enterramientos) de la Edad del Bronce (c. 5.000 BP). Se observa un pliegue antiforme posterior a estas deformaciones que afecta a uno de los canales de gravas, que llega a extruir en la superficie, coincidente con el plegamiento registrado en la zona de la basilica y en el resto del yacimiento (Fig. 5). Los procesos de licuefacción que afectan a las construcciones romanas, observados en la trinchera de exploración, resultan reactivaciones de las grandes estructuras de deformación anteriores a la Edad del Bronce.

DISCUSIÓN

Las estructuras de deformación localizadas en el yacimiento arqueológico de La Magdalena han sido clasificadas mediante la metodología propuesta por Rodríguez-Pascua *et al.* (2011) para la identificación de efectos arqueológicos de terremotos (EAEs). De este modo podemos clasificar dentro de los efectos primarios o cosísmicos, efectos geológicos: 1. licuefacciones y diques de arena (afectando a edificaciones y la necrópolis); 2. Fracturas en el sustrato y pliegues. Como efectos también cosísmicos se han identificado en la fábrica de los edificios: 1. Muros basculados y plegados; 2. Muros desplazados; 3. Marcas de impacto. Según esta clasificación, hay un tercer grupo de efectos postsísmicos, dentro de los cuales se han podido constatar en este yacimiento la presencia de un nivel de incendio y el abandono brusco de la zona. Con respecto a este último punto, se han podido identificar también abandonos repentinos, incendios y/o cambios bruscos del uso de la construcción en la Casa de Hippolytus (*Complutum*), Casa de los Grifos (*Complutum*) (Rascón Marqués, 2007), Villa de El Val (valle del Henares) (Rascón Marqués *et al.*, 1991), yacimiento del Polígono UG XVI de Azuqueca de Henares (valle del Henares) (Cardín y Cuadrado, 2013) y el abandono brusco de la ciudad de *Complutum* y su nueva ubicación en su posición actual (Pantoja, 2013).

Las orientaciones medias de los pliegues son N060°E, mientras que las de las direcciones de los planos de intrusión de las licuefacciones son perpendiculares: N150°E. Estas dos direcciones son compatibles con una dirección de acortamiento NO-SE. Esta congruencia en la orientación estructural de las deformaciones puede ser debida a la orientación de los daños producidos por un terremoto (Giner-Robles *et al.*, 2011, 2012). Para que se pueda producir licuefacción de arenas en campo cercano, sería necesario un terremoto superficial de magnitud como mínimo de 5 a 5.5, si utilizamos los límites empíricos a la licuefacción (Obermeier, 1996).

CONCLUSIONES

Las deformaciones del sustrato observadas en el yacimiento altoimperial romano de La Magdalena, próximo a la ciudad de *Complutum* (actual Alcalá de Henares), fue abandonado de forma repentina e injustificada. Se han podido observar diferentes EAEs que evidencian la posibilidad de que la destrucción y abandono de este asentamiento romano y la ciudad de *Complutum* en el s. IV fue debida a un episodio de destrucción asociado a un terremoto. Las licuefacciones observadas afectan a las construcciones romanas y se podrían generar con terremotos de $M_w \geq 5-5.5$, para efectos en campo cercano. También se ha contrastado la destrucción y abandono o cambio de uso de varios yacimientos de la misma época en el valle del Henares.

Agradecimientos: Este trabajo ha sido financiado por los proyectos de investigación CATESI-07 (IGME) y MINECO CGL2012-37281-C02.01 (USAL). Es una contribución del Grupo de trabajo QTECT-AEQUA.

Referencias bibliográficas

- Rascón Marqués, S. (2007). La así llamada casa de Hippolytus: la fundación de los anios y la schola de una agrupación colegial de la ciudad romana de Complutum. *Archivo Español de Arqueología*, 80, 119-152.
- Rascón Marqués, S.; Méndez Madariaga, A. & del Río Español, P.D. (1991) La Reocupación del mosaico del Auriga Victorioso en la villa romana del Val (Alcalá de Henares). Un estudio de microespacio. *Arqueología, paleontología y etnografía*, 1, 181-200.
- Cardín, I. & Cuadrado, M.A (2013). Yacimiento del Polígono UG XVI de Azuqueca de Henares. En: *La romanización en Guadalajara, arqueología e historia*. (M.L. Cerdeño, E. Gamo y T. Sagardoy, Eds.). Ed. La Ergástula, Madrid (España), 137-144.
- Giner-Robles, J.L., Silva Barroso, P.G., Pérez-López, R., Rodríguez-Pascua, M.A., Bardají Azcárate, T., Garduño-Monroy, V.H., & Lario Gómez, J. (2011). Evaluación del daño sísmico en edificios históricos y yacimientos arqueológicos. Aplicación al estudio del riesgo sísmico. Proyecto EDASI. Serie Investigación. Fundación MAPFRE, 96 pp.
- Giner-Robles, J.L., Pérez-López, R., Silva, P.G., Rodríguez-Pascua, M.A., Martín-González, F. & Cabañas, L. (2012). Análisis estructural de danos orientados en el terremoto de Lorca del 11 de mayo de 2011. Aplicaciones en Arqueosismología. *Boletín Geológico y Minero de España*, 123 (4), 503-513.
- Gómez-Pantoja, J. (2013). Complutum y su territorio. En: *La romanización en Guadalajara, arqueología e historia*. (M.L. Cerdeño, E. Gamo y T. Sagardoy, ed.). Ed. La Ergástula, Madrid (España), 63-72.
- Rodríguez-Pascua, M.A., Pérez-López, R., Silva, P.G., Giner-Robles, J.L., Garduño-Monroy, V.H., & Reicherter, K. (2011). A Comprehensive Classification of Earthquake Archaeological Effects (EAE) for Archaeoseismology, *Quaternary International*, 242, 20-30.
- Obermeier, S.F. (1996). Use of liquefaction – induced features for paleoseismic analysis. An overview of how seismic liquefaction features can be distinguished from other features and how their regional distribution and properties of source sediment can be used to infer the location and strength of Holocene paleo – earthquakes. *Eng. Geology*, 44, 1 – 76.



ANATOMY OF AN EARTHQUAKE: GEOLOGICAL ANALYSIS OF THE HUÉRCAL-OVERA AD 1863 EVENT (ALMERIA, SE SPAIN)

Anatomía de un Terremoto: Análisis geológico del Terremoto de Huércal-Overa del 1863 AD (Almería, SE España)

P.G. Silva (1), M.A. Rodríguez-Pascua (2), J.L. Giner-Robles (3), E. Roquero (4), R. Pérez-López (2), P. Huerta (1), T. Bardají (5)

- (1) Dpto. Geología, Esc. Politécnica Superior Ávila, Universidad Salamanca. Ávila, Spain. pgsilva@usal.es, phuerta@usal.es
- (2) Instituto Geológico y Minero de España, IGME. Madrid, Spain. ma.rodriguez@igme.es, r.perez@igme.es
- (3) Dpto. Geología y Geoquímica. Fac. Ciencias. Universidad Autónoma de Madrid. Madrid, Spain. jorge.giner@uam.es
- (4) Dpto. Edafología. E.T.S.I Agrónomos, Universidad Politécnica de Madrid. Madrid, Spain. elvira.roquero@upm.es
- (5) Dpto. Geología. Fac. Ciencias, Universidad de Alcalá de Henares. Madrid, Spain. Teresa.bardaji@uah.es

Resumen: Se realiza una revisión del terremoto de Huércal-Overa de 1863 AD (VI-VII EMS) en base a la escala Macrosísmica ESI-07. El análisis identifica efectos geológicos (EEEs) de grado VIII ESI en el Valle de Almanzora sobre un área de c. 10 km², aunque los efectos ambientales de intensidad \geq VI que generó el evento se reparten en un área de c. 100 km² compatible con intensidad máxima VIII ESI. La distribución de daños es compatible con la localización epicentral del IGN 2002, sugiriendo que el cabalgamiento frontal (falla inversa ciega) del Corredor Tectónico del Almanzora fue la fuente sismogénica.

Palabras clave: Efectos Geológicos de los Terremotos (EEEs), ESI-07, Huércal-Overa, Almería, SE España.

Abstract: This work reviews the AD 1863 Huércal-Overa earthquake (VI-VII EMS) on the basis of the ESI-07 Macroseismic Scale. The analysis identifies several VIII ESI earthquake environmental effects (EEEs) within the Almanzora valley about 4 km south of Huércal-Overa, over an area of c. 10 km². However environmental damage of intensity \geq VI generated by the seismic event cover an area of c. 100 km², compatible with a VIII ESI maximum intensity. Distribution of EEEs is compatible with the IGN 2002 epicentral location, suggesting that the frontal blind-thrust of the Almanzora Tectonic Corridor was the seismogenic source.

Key words: Earthquake Environmental Effects (EEEs), ESI-07, Huércal-Overa, Almería, SE Spain.

On 10th June 1863 AD occurred the main event (M 4.2; VI-VII EMS / VII MSK) of the Huércal-Overa (Almería) seismic serie that extended till 23rd September of that year. The seismic serie lasted for about four months with more than 40 aftershocks or related events, extended east (Huércal) to west (Serón) along the Almanzora Tectonic Corridor and the southern localities of Cuevas de Almanzora and Vera (Espinar Moreno, 1994; Martínez Solares & Mezcuá, 2002). Some of the aftershocks recorded EMS intensities of V-VI at Huércal and Serón, but also of IV-V at Cuevas, Vera and Huércal-Overa from July to September AD 1863, inducing some repeated environmental damage (De Prado, 1863; Fernández Bolea (2009).

This earthquake is interesting because produced an unusual large amount of earthquake environmental effects (EEEs) in spite of the moderate magnitude (M 4.2) and intensity (VI-VII EMS) assigned to the earthquake in the IGN catalogue (Martínez Solares and Mezcuá, 2002), previously of intensity VII MSK (Espinar Moreno, 1994). Epoch data by De Prado (1863) include official reports of the affected City Councils, Police records (Guardia Civil) and field data. Additionally, historical data reported by Madoz (1845), García Asensio (1908) and news from epoch journals (Fernández Bolea, 2009) let to identify and locate most of the documented EEEs. The analysis of these data let to recognize the occurrence of hydrologic and hydrogeologic anomalies, ground cracks, slope movements, anomalies in water bodies (river and small lakes) and several secondary effects such as, tree shacking, gas emissions and spontaneous ventilation of underground mines. A total of 21 EEE records are available for this earthquake (Fig.1). Most of them are considered in

the ESI-07 Scale (Guerrieri & Vittori, 2007) being possible to develop a detailed analysis of the main earthquake, otherwise close to the lower sensivity bound of this scale. However, this preliminary analysis points to the occurrence of EEEs VIII ESI within the Almanzora Valley, 4-5 km south of Huércal-Overa, no considered or properly identified in previous analyses.

GEOLOGICAL AND GEOMORPHOLOGICAL FRAMEWORK

The affected area mainly corresponds to localities located around the E-W Almanzora Tectonic Corridor (ATC), in the Eastern Betic Cordillera (García-Meléndez et al., 2003). This is an E-W tectonic trough developed by basal northwards blind thrusting of the Nevado-Filabride and Alpujarride betic nappes (Filabres and Almagro ranges) triggering progressive folding and subsequent faulting of the uppermost crustal levels since the early Tortonian (Pedrera et al., 2007). Surface folding structured the E-W antiform on the Paleozoic to Mesozoic metamorphic materials of the Filabres-Almagro ranges developing the adjacent tectonic troughs of the Almanzora and Huércal-Overa Neogene Basins to the north and the Vera Basin to the south. To the north these basins are bounded by Las Estancias Ranges, another large antiform of similar blind thrusting origin (Pedrera et al., 2007), but structured along the ENE-WSW southern terminal splay of the Lorca-Alhama de Murcia Fault (LAF) in its westernmost sector bounding the Huércal-Overa Basin (Silva et al., 1993; García-Meléndez et al., 2003; Massana et al., 2005).

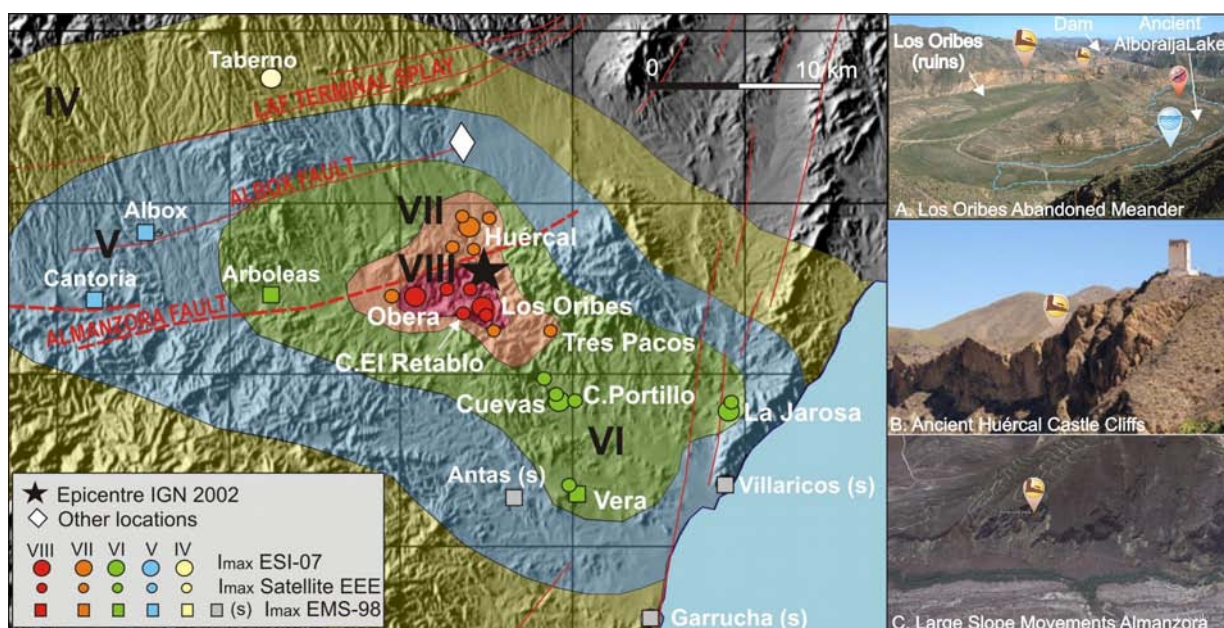


Fig. 1: Intensity zones Map of the AD 1863 Huércal-Overa Earthquake deduced from Environmental damage ESI-07 data and building-damage EMS-98 data. Red lines: main faults of the zone. To the left images of selected EEEs described in the text

Fig. 1. Mapa de Intensidades del terremoto de Huércal-Overa 1863 AD basado en efectos geológicos ESI-07 y daños EMS-98. Líneas rojas: fallas más importantes de la zona. A la izquierda imágenes de algunos EEEs seleccionados descritos en el texto.

In detail the affected area around Huércal-Overa is located in the intersection zone of this two main crustal structures (ATC and LAF), but most relevant Quaternary faults occurring in the zone are those related to northwards blind (Alanzora Fault) and surface faulting (Albox Fault) as described by several authors (García-Meléndez et al., 2003; Massana et al., 2005). Late Pleistocene paleoseismicity and historic surface faulting have been documented on the Albox fault trace, 7 km north of Huércal-Overa (Massana et al., 2005). However these authors stated that the last documented paleoseismic event occurred between AD 650 and AD 1800, before the seismic event analyzed in this study. On the other side, the Alanzora Fault, bounding to the north the uplifted Filabres and Almagro antiform ranges, display a longer tectonic activity from the Plio-Pleistocene controlling the evolution of the Alanzora drainage and river channel (García-Meléndez et al., 2003) probably exploiting the faulted basin margin contact. The main geomorphological anomaly of tectonic origin is the anomalous NNW-SSE "Alanzora Canyon" draining to the south and dissecting the Almagro Range. This is a transverse drainage developed from the Early Pleistocene and connecting the former endorheic Alanzora and Huércal-Overa Late Neogene basins with the southern Vera basin (Stokes & Mather, 2003).

Most of the damaged localities (\geq VI EMS) by the AD 1863 event are located along a few km away (< 7 km) north and south from the suspect Alanzora River fault-contact and less than 9 km away from the location of the macroseismic epicenter catalogued by the IGN. Consequently this tectonic structure has to be considered as the most feasible seismic source, otherwise coherent with the location parameters listed in the IGN Catalogue (Martínez Solares & Mezcuca, 2002).

MAIN EARTHQUAKE ENVIRONMENTAL EFFECTS (EEEs) IN THE EPICENTRAL AREA OF THE ALMANZORA VALLEY

Earthquake environmental effects produced by the AD 1863 Huércal-Overa event can be classified as secondary effects of the ESI-07 Scale. The main ones are included in the category of slope movements, mainly as large to moderate rockfalls. Multiple ground cracks occurred in the localities of Huércal-Overa, Cuevas de Alanzora, Los Oribes and the Ancient Obera. The two last localities, about 3 to 4.5 km away from the epicenter, record EEEs of intensity VIII ESI covering an area of c. 10 km² (Fig. 1). Within this zone relevant anomalies on water bodies were also documented. It is noteworthy that the original report of De Prado (1863) clearly indicates that the most damaged area both, during the main event and the subsequent seismic serie was the zone of the ancient locality of Obera, within the Alanzora valley about 4-5 km south of Huércal-Overa (Fig. 1), nearly depopulated in the epoch (ref. "Despoblado de Obera"). The original data of De Prado (1863) together with the geographical and socio-economic descriptions included in the Geographical Dictionary of Madoz (1845) and the epoch-historical data by García Asensio (1908) and Fernández-Bolea (2009), indicate that some of the effects occurred in this depopulated zone were unidentified or not considered in previous macroseismic analyses (López Marinas, 1977; Espinar Moreno, 1994; Martínez Solares et al., 2002).

Outstanding anomalies in water bodies, such as the Alanzora river channel or the ancient Alboraija Lake (Los Oribes) were reported by De Prado (1863). The Alanzora river stopped or diminished its flow-rate inducing that some watermills stopped working during some minutes in the ancient Obera zone. In Los Oribes an ancient small lake basin (Laguna de Alboraija) disappeared as a consequence of the formation of large ground cracks in its floor. The

disappeared lake (30,000 m² and 4-5 m depth) was located in an incised abandoned meander belonging to the T+20m fluvial terrace of the Almanzora river (Stokes & Mather, 2003). The emptied lake floor displayed an irregular cracked topography being impossible its survey for almost a year, when ground-cracks were filled by alluvial deposits derived from strong rain-fall events (De Prado, 1863; Fig. 1). Taking into account the dimensions of the lake and the emptied volume of water (c. 150,000 m³) ground cracks were probably hectometric in length and metric in width. This emptied lake is again functional as a consequence of the construction of the Almanzora dam in the early 90's, a few kilometers downstream.

Also in this sector of the Almanzora canyon large rockfalls were produced as reported by De Prado (1863). Field-survey and analysis of ancient aerial photographs (1955 American Flight) lead the recognition of 11 zones, where large rock-falls are common within the valley the main one an E-W vertical cliff carved on Triassic dolomites and limestones opposite to the Bobara-Almanzora rambla-junction 4 km south of Huércal-Overa, where fallen blocks exceeding 10x12 m are common, as well as landslide scars up to 100 m length and individual mobilized volumes of 60,000 m³ (Fig. 1). News from epoch journals (Fernández Bolea, 2009) also identifies similar rockfall processes in the environs of Los Oribes about 2 km downstream. In both cases the affected canyon cliffs are in the order of 800 m in length and the estimated volume of mobilized materials (> 50,000 m³), indicating VIII ESI intensity.

Three last effects indicating VIII ESI intensity are related to hydrogeological anomalies in springs. As reported by De Prado (1863) one spring within the Almanzora river run dry during 15 days and moved 40 m after the event to a different elevation causing the new spring the death of the surrounding vegetation. Field-survey and historical data reported by Madoz (1845) led to identify this spring with "La Fuente de Obera" located in the ancient sanctuary of "La Santa" 1.2 km away from the epicenter, at the Bobara-Almanzora rambla-junction. Data from García Asensio (1908) stated that in the whole Sierra the Almagro was common the occurrence of new upwelling sulphurous and muddy water-springs, but especially around hill of El Retablo, 0.8 km west from Los Oribes. This author also documented the occurrence of suspect thermal variations in a sulphurous spring located in the Gomara Rambla, identified here with one thermal spring formerly located in the environs of the "Mina Los Tres Pacos". In all cases, the appearance of muddy, sulphurous waters is related to a main tectonic-contact within the Sierra de Almagro, formerly considered a thrust-contact between the Almagro (Triassic slates, phyllites and schists) and the overlying Ballabona-Cucharón (dolomites and limestones) tectonic units (García-Tortosa et al., 2002). These units are considered by these authors as different stratigraphic members of a larger unit (Los Tres Pacos Unit), being its contact the place for the emplacement of subvolcanic materials, source of ore metals and sulphur mining places in this range (García-Tortosa et al., 2002). In all the cases, permanent shift of springs, appearance of new

springs, upwelling of sulphurous muddy waters and thermal variations are related to VIII ESI-07 intensity.

ENVIRONMENTAL EFFECTS IN HUÉRCAL-OVERA, CUEVAS DE ALMANZORA, VERA AND SIERRA DE ALMAGRO

Among other EEEs indicating lower VI to VII ESI intensities the more relevant ones were recorded around Huércal-Overa, but also in Cuevas de Almanzora, north and south of the macroseismic epicenter (Fig.1). In Huércal-Overa the only fountain of the village (Madoz, 1845) showed turbidity during a time-span of 6 h and increased its flow rate in 2/3 until at least 20 days after the event (De Prado, 1863). This author also indicated that numerous thin ground cracks opened in the locality (maybe of mm-cm scale width), the largest one re-opened during an aftershock (V-VI EMS) on 25th June 1863 reaching 5.5 m length and 45 cm width, associated to slope movements in the East side of the city over the Grande rambla-valley. De Prado (1863) relates coseismic ground-cracking with carbonic gas emissions (CO₂) since most of the cats of the locality died during the earthquake.

Regarding to slope movements the report of De Prado (1863) indicate that multiple rock-falls of loose materials occurred in the slopes of the adjacent Guzmaina, Grande, and El Saltador (Fig. 1) rambla-valleys surrounding the village. Field survey and imagery analyses allow the identification of at least 6 sites, but only 4 has been catalogued. All the rockfall sites are located on strong dipping, densely fractured and variably weathered Miocene limestones, sandstones and conglomerates. The first one documented by García Asensio (1908) occurred in the El Saltador rambla around the ancient arab castle of Huércal (Fig. 1), where an E-W cliff on near-vertical sandstones and conglomerates about 1 km length document large fallen blocks (5x10 to 2x2 m) at the cliff toe. Data from Fernández-Bolea (2009) indicate that in this place two women witnessed the event, one of them injured by the rockfalls. Two other zones of similar features have been documented in Rambla Grande downstream the ancient Huércal-Castle and in the opposite Rambla Guzmaina (Piedra Rajada) where pseudokarstic processes on sandstones facilitate rockfalls during heavy rains. In all these sites large rock-blocks are in unsteady equilibrium at mid slope and cliff locations, and the event easily could mobilize them down-slope. A last reported EEE is vigorous tree shaking (De Prado, 1863), which we have located in the Rambla Grande valley adjacent to the city, since this was the only vegetated zone in that epoch around the locality (Madoz, 1845). Most of the documented EEEs, ground cracking, gas emissions, evaluated size of rockfalls and vigorous tree shaking indicate that this locality underwent a minimum intensity of VII ESI-07. In fact the southern district of the city, nearly ruinous before the earthquake (Madoz, 1845) was almost completely destroyed by the earthquake (Fernández Bolea (2009) and most of the churches and houses of the village suffered damage in the rest of the city (De Prado, 1863). This value is over the assigned VI-VII EMS intensity for this locality by Martínez Solares & Mezcua (2002), but matches with the previous VII MSK intensity assigned by Espinar Moreno (1994).

In Cuevas de Almanzora (V-VI EMS), about 9 km south of the epicenter, noticeable ground cracks and

slope movements were also documented (De Prado, 1863; Fernández-Bolea, 2009). Multiple ground cracks were recorded in this locality, the most relevant one in one street of the city adjacent to the City-Castle, 30 m in length and about 10 cm wide indicating a minimum intensity VI ESI-07. Sandstone cliffs and butte-like hills adjacent to the city suffered repeated rockfalls events during the seismic serie (Fernández-Bolea, 2009). In detail, butte-like small hills topped by well cemented conglomerates are totally disturbed showing large rockfalls in their NW and SW sectors. These hills display similar geological features to those of the Espiritu Santo structural-butte where the ancient city of Vera was seated and destroyed by the AD 1518 X EMS event (Mártinez Solares and Mezcua, 2002). Probably the strong damage recorded in these small flat hills was produced by the abovementioned previous strong event (6 km SSE) and only reactivated during the Huércal-Overa AD 1863 earthquake. It is difficult to relate intensity VI to the observed levels of environmental damage, but multiple rockfall reactivations were witnessed during the studied event, and the subsequent seismic serie. Hill collapses and repeated subsequent large dust-clouds are clearly reported for this area (García Asensio, 1908; Fernández-Bolea, 2009).

Vera (VI EMS) didn't record apparent environmental damage, and only suspect emissions of carbonic gas triggered noticeable health damage in cats (De Prado, 1863) and massive death of chickens (Fernández-Bolea, 2009). Other localities not previously catalogued (Mártinez Solares & Mezcua, 2002) within the mining district of Sierra Amagreira (El Jaroso), 17 km east to the epicenter underwent significant hydrological changes and spontaneous ventilation of underground mines (De Prado, 1863) being possible to evaluate a minimum intensity of V ESI-07. A last locality, El Taberno (18 km NW), is only refereed in the IGN 2002 Catalogue as "natural effects" with no EMS intensity evaluation. Although no mention about the recorded EEE, probably a hydrological anomaly, is considered here to be related to IV ESI-07, (minimum value of the scale) since other distant localities such as Águilas (33 km away) and Lorca (39 km away) recorded intensity IIIEMS (Mártinez Solares & Mezcua, 2002). Also this locality is noticeable, since it is the only one with EEE records north of Huércal-Overa.

CONCLUSIONS

From the EEE analysis performed in this study the AD 1863 earthquake produced environmental damage by secondary effects over an area of 80-98km² included within the isoseismal zone VII, affecting to the localities of Huércal-Overa, Cuevas de Almanzora, Vera, Los Oribes and the ancient Obera within the Almanzora valley. Maximum damage of intensity VIII ESI cover an area of 10 km² along the Almanzora Valley south of Huércal-Overa, where EMS intensities were not established. The distribution of EEEs within the macroseismic area agree with the location of the epicenter listed in the IGN 2002 Catalogue, but disagree with more recent re-locations of the event based on empirical approaches (Mezcua et al., 2013). These authors shift the epicenter 7 km NNW, over the Albox fault near the place subject to fault trenching by Massana et al. (2005). This suspect re-location mismatches

with EEE, but also EMS-based, damage distribution, since the only locality with documented effects north of Huércal-Overa is El Taberno. Most of the damage is concentrated south of Huércal-Overa, within the Almanzora Canyon-valley on the upthrown block of the E-W blind-thrust fault of Almanzora Tectonic Corridor, here proposed as the probable seismic source.

This ESI-based study strongly support the use of EEEs in the analysis of well-documented historical earthquakes. This scale is sensitive to environmental damage in urban areas, but also fills intensity data-gaps between populated zones. As stated in the guide-lines of the ESI-07 scale (Guerrieri & Vittori, 2007) the combination of environmental-based and damage-based intensity data will provide more complete macroseismic surveys applicable to more robust further hazard analysis, as illustrate Fig.1.

Acknowledgements: Work supported by the MINECO research project CGL2012-37281-C02.01 (USAL). This is a contribution of the 1299#INQUA Focus Group on Paleoseismology & Active Tectonics and QTECT-AEQUA.

Referencias bibliográficas

- De Prado, C. (1863): Los terremotos de la Provincia de Almería. *Revista Minera*, 14 (tomos 322 - 325), 180 pp.
- Espinar Moreno, M. (1994): Los terremotos históricos de la provincia de Almería. En: *El estudio de los terremotos en Almería*. Instituto de Estudios Almerienses, pp. 115-180.
- Fernández Bolea, E. (2009): Los terremotos de 1863 en la comarca del Levante almeriense. *Espiral, Cuadernos del Profesorado*, 2 (3), 27-40.
- García Asensio, E. (1908). Historia de la Villa de Huércal-Overa y su comarca precedida de un estudio físico-geológico de la cuenca del río Almanzora. 295 pp.
- García-Meléndez, E., Goy, J.L., Zazo, C. (2003). Neotectonics and PlioQuaternary landscape development within the eastern Huércal-Overa Basin (Betic Cordillera, southeastern Spain). *Geomorphology*, 50, 111-133.
- García-Tortosa, F.J., López Casado, A.C., Sanz de Galdeano, C. (2002). Estratigrafía y estructura de la Unidad de Los Tres Pacos: La controversia sobre el Complejo "Almagride" en la Sierra de Almagro (Cordillera Bética, Almería). *Rev. Soc. Geol. Esp.*, 15 (1-2), 15-25.
- Guerrieri, L. & Vittori, E. Eds. (2007). Environmental Seismic Intensity Scale 2007 – ESI 2007. *Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia*, 74. Servizio Geologico d'Italia, Dipartimento Difesa del Suolo, APAT, SystemCart Srl, Roma, Italy, 54 pp.
- Madoz, P. (1845-50). *Diccionario Geográfico-Estadístico-Histórico de España y sus posesiones de Ultramar*. 16 Tomos, Madrid. <http://www.diccionariomadoz.org/>
- Martínez Solares, J.M. & Mezcua, J. (2002). Catálogo Sísmico de la Península Ibérica (880 a.C. – 1900). *Monografías IGN*, 18. IGN, Madrid (Spain), 253 pp.
- Masana, E., Pallàs, R., Perea, H., Ortuño, M., Martínez-Díaz, J.J., García-Meléndez, E., Santanach, P. (2005). Large Holocene morphogenic earthquakes along the Albox fault, Betic Cordillera, Spain. *Journal of Geodynamics*, 40, 119-133.
- Mezcua, J., Rueda, J., García Blanco, R.M. (2013). Iberian Peninsula Historical Seismicity Revisited: An Intensity Data Bank. *Seismological Research Letters*, 84(1), 9-18.
- Pedrerá, A., Galindo-Zaldívar, J., Sanz de Galdeano, C., López-Garrido, A.C. (2007). Fold and fault interactions during the development of an elongated narrow basin: The Almanzora Neogene-Quaternary Corridor (SE Betic Cordillera, Spain). *Tectonics*, 26 (6), TC6002.
- Stokes, M. & Mather, A.E. (2003). Tectonic origin and evolution of a transverse drainage: the Rio Almanzora, Betic Cordillera, Southeast Spain. *Geomorphology*, 50, 59-81.



EFFECTOS GEOLÓGICOS Y ARQUEOLÓGICOS PRODUCIDOS POR EL TERREMOTO DE ESTUBENY DE 1748 AD (SE DE ESPAÑA)

Geological and archaeological effects of the AD 1748 Estubeny Earthquake (SE Spain)

J.L. Giner-Robles (1), P.G. Silva (2), M.A. Rodríguez-Pascua (3), R. Pérez-López (3) y A. Alberola Romá (4)

- (1) Dpto. Geología y Geoquímica. Fac. de Ciencias. Universidad Autónoma de Madrid. Spain. jorge.giner@uam.es
(2) Dpto. Geología. Esc. Politécnica Superior Ávila. Universidad de Salamanca, Spain. pgsilva@usal.es
(3) Instituto Geológico y minero de España, IGME, Madrid, Spain. ma.rodriguez@igme.es, r.perez@igme.es
(4) Dpto. Historia Medieval, Historia Moderna y Ciencias y Tec. Historiográficas. Univ. Alicante. Spain. armando.alberola@ua.es

Resumen: Se presentan los resultados preliminares de la revisión del terremoto de Estubeny de 1748 AD (IX EMS) en función de la Escala Macrosísmica ESI-07. El análisis identifica los efectos geológicos (EEEs) de grado IX en el Valle del río Sellent en las proximidades de las ciudades de Estubeny y Sellent, sobre un área de aproximadamente 10 km², aunque los efectos ambientales y arqueosismológicos se distribuyen en un área superior a los 1000 km² (intensidad VII). La distribución de los datos de intensidades máximas recopilados es compatible con la localización epicentral del IGN (2002).

Palabras clave: Efectos geológicos de los Terremotos (EEEs), ESI-07, Estubeny, España.

Abstract: This work presents the preliminary results of the review of the AD 1748 Estubeny Earthquake (IX EMS) on the basis of ESI-07 Macroseismic Scale. The analysis identifies several IX ESI earthquake environmental effects (EEEs) within the Sellent Valley. These cover an area of ca 10 km², near the towns of Sellent and Estubeny. However, the environmental and archaeoseismological effects of intensity VII cover about 1000 km², areal extension consistent with an IX Intensity event. The distribution of intensities data compiled in this study is consistent with the IGN 2002 epicentral location, but provides additional data in order to define the epicentral area.

Key words: Earthquake Environmental Effects (EEEs), a ESI-07, Estubeny, Spain.

El terremoto del 23 de Marzo de 1748 de Estubeny (Valencia) (IX EMS) afectó a gran parte de sur de la provincia de Valencia. Este sismo constituye el evento principal de una serie sísmica con réplicas documentadas en crónicas de la época y catalogadas por el IGN: el 28 de marzo, el 2 de Abril a las 21:30 (VII-VIII EMS), el 3 de Abril a las 3:30 (IV-V EMS), el 8 de abril a las 20:45, el 9 de abril de madrugada y el 5 de mayo a las 15:45 (IV-V EMS) y a las 21:45. Algunos autores (Villalmanzo, 1985) establecen a partir de diferentes crónicas una duración de las réplicas que podría ser superior a los 9 meses.

Las localidades con mayor intensidad registrada (IX EMS) fueron Montesa, Estubeny y Sellent, poblaciones que quedaron prácticamente destruidas por los terremotos. El hecho de que no existiera un mapa de isosistas (intensidad MSK) de este terremoto, ha permitido la propuesta de diferentes localizaciones del epicentro macrosísmico del evento principal. Desde su ocurrencia hasta más de dos siglos después se le conoció como el terremoto de Montesa ya que, de las ciudades más dañadas por los terremotos, la más importante era la villa de Montesa, sede de la Orden de Montesa, una de las órdenes religiosas y militares más importantes de la época. Los terremotos afectaron de forma especialmente severa al castillo-monasterio de la orden, que fue prácticamente destruido por los terremotos, además de que fue en esta fortaleza donde se produjo el mayor número de fallecidos como consecuencia de los terremotos (26 muertos, 21 en la fortaleza y 5 en la población, de un total de

38 víctimas que produjo la serie sísmica en toda la zona afectada). Posteriormente, en algunos documentos y publicaciones se le comenzó a llamar terremoto de Enguera, ya que es la población más cercana a la localización intermedia entre las poblaciones con mayor intensidad EMS registrada: entre Estubeny y Sellent al norte y Montesa al sur. Finalmente, en los últimos años, con las nuevas relocalizaciones del epicentro macrosísmico (Martínez Solares y Mezcuá, 2002) mucho más próximas a las localidades de intensidad IX EMS situadas al norte (Estubeny y Sellent), se rebautiza el sismo con el nombre de terremoto de Estubeny.

INVENTARIO Y ANÁLISIS DE EEEs

Para inventariar los efectos geológicos ocurridos como consecuencia de estos terremotos (EEEs), se han consultado diferentes documentos históricos (Felix Carrasco, 1748; Teixidor, 1748), destacando tal vez el Informe Malespina (1748). En este conjunto de documentos recopilados por Alberola (1999) se incluyen las valoraciones de los daños por el Intendente Don Francisco Driget, Marqués de Malespina, que recopiló durante la visita que realizó a la zona afectada (80 poblaciones) entre los días 4 de mayo y 7 de junio de 1748 (40 días después del evento principal).

Del análisis de los datos aportados por diferentes panfletos (Ameno, 1748; Felix, 1748; Granja, 1748 y Teixidor, 1748), informes (Informe Malespina, 1748), crónicas (Sarhou, 1922 y 1937) y artículos (Alonso y Boluda, 1992; Villalmanzo, 1985) se pueden

inventariar diferentes tipos de efectos ambientales y geológicos (EEE) producidos por el terremoto en función de la Escala Macrosísmica ESI-07 (Guerrieri y Vittoeri, 2007): agrietamientos del terreno (GK), movimientos en masa (SM), licuefacciones (LQ), alteración de las aguas en ríos y lagunas (AW) y otros efectos secundarios (OT) como colapsos kársticos, así como diferentes tipos de efectos arqueológicos (EAE).

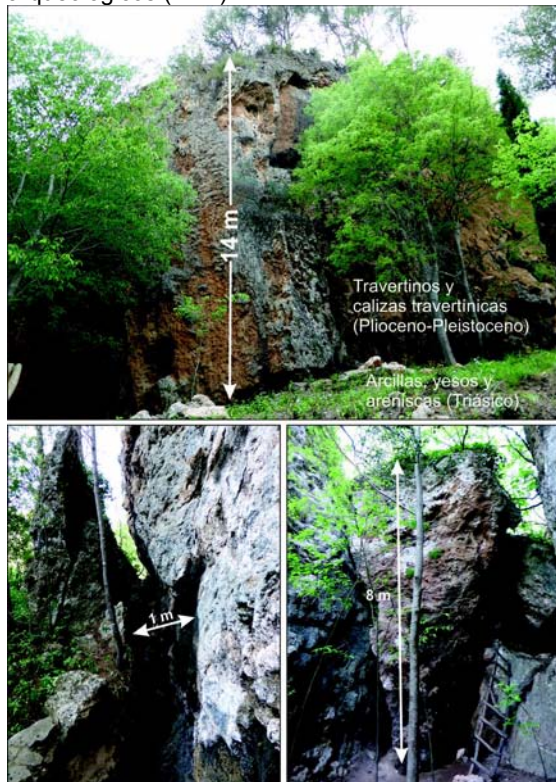


Figura 1: Grietas en las proximidades de la ciudad de Estubeny.

Figure 1. Cracks in the proximity of the city of Estubeny.

Todos los efectos consignados de intensidad \geq VIII ESI-07 se sitúan a una distancia epicentral de menos de 12 km, localizados principalmente en las localidades de Anna, Chella, Enguera, Montesa, Xàtiva, Estubeny y Sellent. Las dos últimas localidades se sitúan en el Valle del Sellent con distancias epicentrales iguales o inferiores a los 3 km y donde la cuantificación de los efectos consignados indica el registro de intensidades máximas de IX ESI-07 al menos para dos efectos: a) desarrollo de grietas, en algunos casos de varios centenares de metros, en diferentes tipos de materiales; y b) deslizamientos y desprendimientos de bloques decamétricos en valle del río Sellent. Estos datos indican que el área macrosísmica con I_{max} IX ESI-07 se situaría en la zona del valle del río Sellent, englobando las localidades de Estubeny y Sellent (Figura 1). En la población de Xàtiva también se documentan numerosos daños y efectos geológicos (Sarhou, 1922 y 1937), principalmente desprendimientos de bloques de escala decamétrica, que en conjunto superan los 4.000 m³ de material movilizado (Figura 2).

La única población con registro de intensidad IX EMS fuera de la zona de I_{max} definida es la localidad de Montesa. La ausencia de descripciones referidas a efectos naturales importantes ocurridos en esta población y sus alrededores, parece indicar

que la intensidad EMS podría estar sobrevalorada, ya que las intensidades ESI que se pueden determinar en esta población no superan el grado VIII. La sobrevaloración de la intensidad EMS puede deberse fundamentalmente a tres causas:

a) Junto con Xàtiva, fue una de las poblaciones más importantes de la zona afectadas por el terremoto, además de ser la sede de la Orden de Montesa y haberse producido la práctica total destrucción de la fortaleza de esta orden, sin contar que en esta localidad se produjo un número de víctimas muy elevado (26 muertos, casi el 70% de los fallecidos en los terremotos).

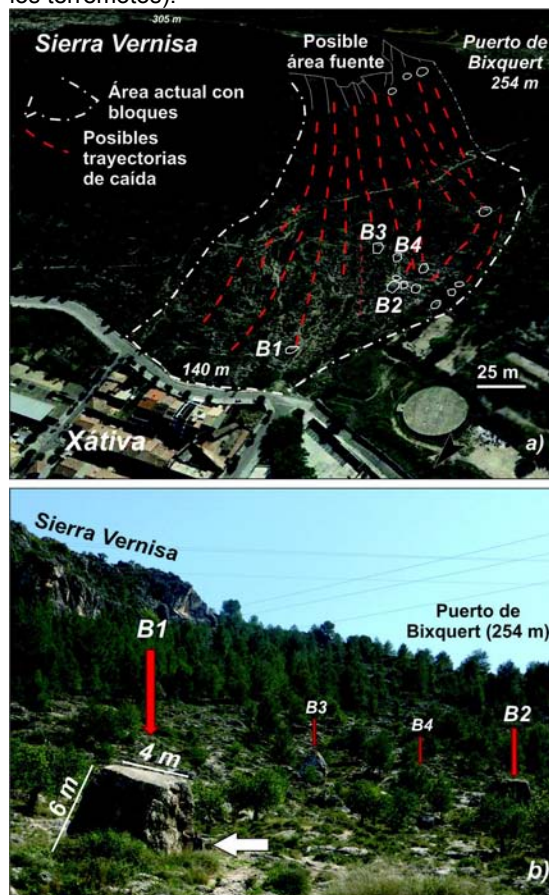


Figura 2: Desprendimientos en Xàtiva como consecuencia del terremoto. La flecha blanca señala a una persona.

Figure 2. Rockfalls caused by the earthquake in the town of Xàtiva. The white arrow marks to a person.

b) Según las crónicas y documentos consultados una parte de la destrucción producida en la población se produjo como consecuencia del colapso de la estructura del castillo-monasterio sobre ésta.

c) Y por último, la ciudad de Montesa es una de las ciudades en la que se documentan los mayores daños producidos por la réplica del 2 de abril (incluso con un fallecido más), por lo que los daños consignados serían la suma de los efectos de los dos terremotos principales de esta serie. A nuestro parecer, e independientemente de la intensidad alcanzada en esta población (IX EMS, VIII ESI), los daños producidos en la ciudad de Montesa están claramente amplificados por la situación de la población, al pie de la elevación en la que se sitúa el castillo, y que gran parte de los efectos considerados por algunos autores como fenómenos gravitacionales asociados al sismo, son el resultado del colapso de la fábrica del castillo sobre la población; por lo que creemos suficientemente justificado su exclusión de

la zona de intensidad máxima. No obstante en futuros estudios de peligrosidad sísmica debería tenerse en cuenta la situación topográfica de la población para una valoración adecuada del riesgo.

INVENTARIO Y ANÁLISIS DE EAEs

En cuanto a los efectos arqueológicos (EAEs) sólo se han considerado bien aquellos de los que se podía obtener la orientación de máxima deformación deducida de los daños producidos, o bien aquellos que pudieran aportar datos sobre los límites de las zonas de intensidad definidas. En general las direcciones de máxima deformación obtenidas en las proximidades de la zona epicentral (Montesa, Sellent, Enguera) muestran una clara orientación N-S, sin aparente relación con la posición epicentral, pero coherente con localizaciones próximas al epicentro del terremoto (Giner-Robles et al., 2012); mientras que en zonas más alejadas de la zona epicentral, como en las poblaciones de Xàtiva, Albaida y Alzira, los acimuts deducidos del análisis de los daños son coherentes con la situación del epicentro definida por el IGN.

Las zonas de intensidades definidas son coherentes con esa situación epicentral, ya que la posición del evento consignada por Martínez Solares y Mezcua (2002) se localiza en la zona definida como de

intensidad máxima (IX ESI-07). Otros autores (Mezcua et al., 2004) sitúan el epicentro a 7 km al NE, entre las poblaciones de Cotes y Carcer, localización claramente situada en la zona de intensidad VIII ESI-07, y alejada de los principales efectos cuantificados como de intensidad IX.

CONCLUSIONES

Los EEE catalogados indican que el epicentro macrosísmico del evento del 23 de marzo de 1748 se situaría en el entorno del Valle del Sellent en los alrededores de las localidades de Estubeny y Sellent, situación congruente con la localización del evento listada en el catálogo del IGN (Martínez Solares y Mezcua, 2002). En cuanto a su localización con respecto a las principales estructuras tectónicas de la zona, cabe destacar que García Mayordomo sitúa, en la zona del epicentro, morfolineamientos orientados según ENE-OSO (García-Mayordomo, 2005); además la zona de intensidad máxima se sitúa a unos 9 km al norte de la traza de la falla de Jumilla (sector Valencia), en la zona de confluencia del los segmentos Caudete-Xàtiva y Xàtiva-Tavernes (García-Mayordomo y Jiménez-Díaz, QAFI, 2014).

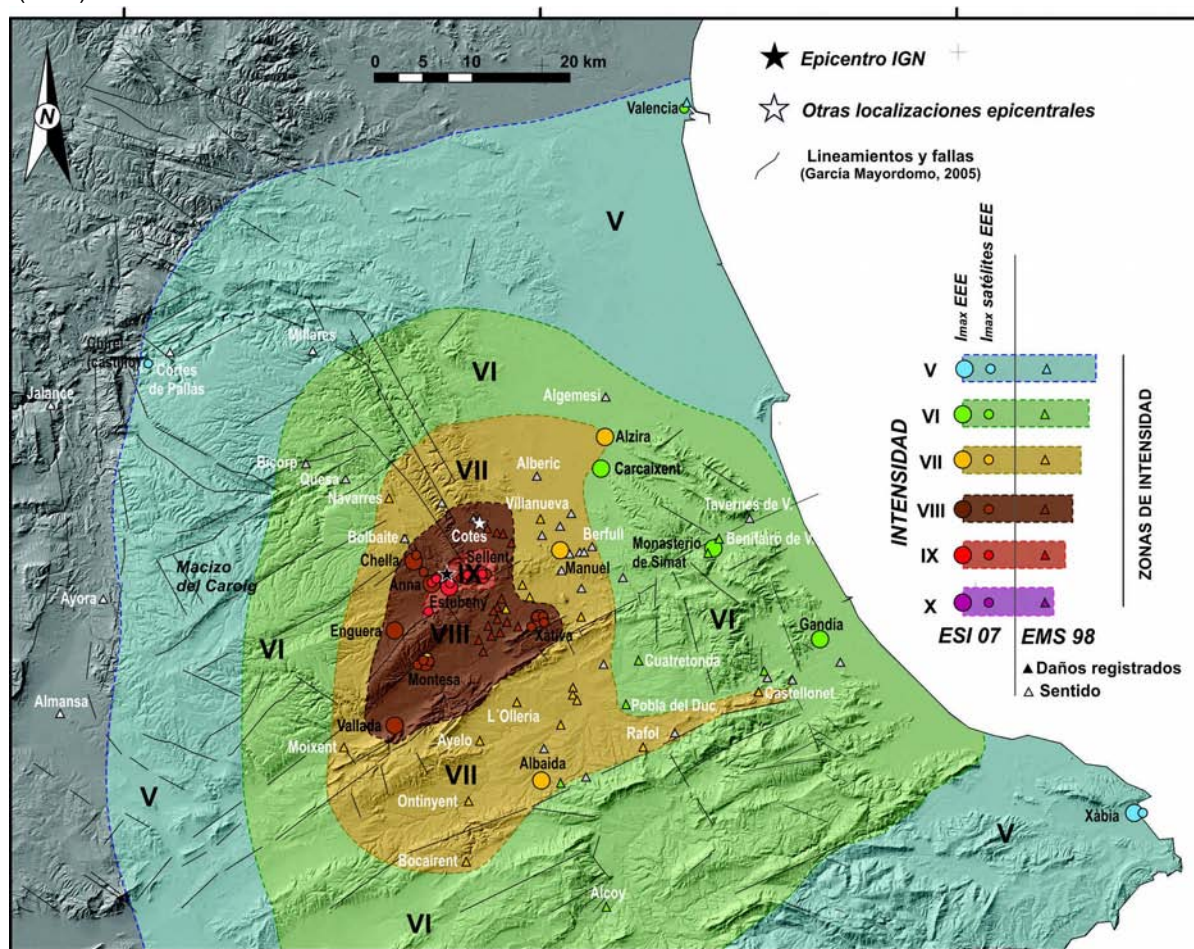


Figura 3: Mapa de intensidades del terremoto de Estubeny de 1748 basado en efectos geológicos ESI-07 y daños EMS-98.
Figure 3. Intensity zones map of the AD 1748 Estubeny Earthquake deduced from environmental damage ESI-07 data and building-damage EMS-98 data.

Así pues, los efectos geológicos más importantes de intensidad IX ESI-07 se registraron en una zona lineal de aproximadamente 5 km de longitud a lo largo del valle del río Sellent entre las poblaciones de Estubeny y Sellent, abarcando un área aproximada de 10 km² (Figura 3). Se alcanzó intensidad VIII ESI-07 en una zona aproximada de 300 km², englobando las poblaciones de Cotes al norte, Xàtiva al este, Vallada al sur y Enguera y Chella al oeste (esta zona queda limitada al sur por la falla de Jumilla), incluyendo, a nuestro parecer la ciudad de Montesa

Se alcanzó intensidad VII ESI-07 en una zona de aproximadamente 1000 km², englobando desde Alzira situada al norte de la zona epicentral, hasta Bocairent al sur. Hacia el este esta zona queda limitada por la población de Berfull, aunque es importante señalar la extensión lineal de esta zona hacia el este incluyendo las poblaciones de Rafol de Salem y Castellonet, zona coincidente con lineaciones estructurales señaladas por García-Mayordomo (2005). En general, las áreas de intensidades VIII y VII definidas se corresponden con la valoración de los daños consignados en el Informe Malespina (1748) (Alberola, 1999). Estas extensiones areales son acordes a una intensidad máxima de IX en la Escala ESI-07 (Guerrieri y Vittori, 2007).

La ausencia de poblaciones en el Macizo del Caroig, ha impedido definir adecuadamente la extensión de esas zonas hacia el oeste, por lo que nuevas informaciones podrían modificar los límites de las zonas de intensidad ESI VI y VII hacia esa dirección.

Agradecimientos: Este trabajo está financiado por el proyecto del MINECO CGL2012-37281-CO2.01 (USAL) y es una contribución del grupo QTECT-AEQUA al proyecto 1299#INQUA del Focus Group on Paleoseismology & Active Tectonics.

Referencias bibliográficas

Alberola Romá, A. (1999). Catástrofe, economía y acción política en la Valencia del siglo XVIII. Diputación de Valencia, 333 pp.

Alonso Llorca, J. y Boluda Perucho, A. (1996). Runes i rogatives: els terratremols del 1748 a Xàtiva. Papeles de la Costera, 7-8, 83-94.

Ameno, Francisco Luis (impresor) (1748). Relação do formidavel, e lastimoso terremoto succedido no reino de Valença no día 23 de Março deste presente anno de 1748 e dos horrosos estragos, e lamentaveis ruinas, que tem padecido a Ciuda de de Valença e mais lugares

circumvisinhos Lisboa: na officina de Francisco Luiz Ameno.

Felix Carrasco, E. (1748). Relacion puntual, circunstanciada de la ruinas, y extragos causados por los terremotos, que se sintieron en varias partes del Reyno de Valencia, los dias 23 de marzo, y 2 de abril de 1748 Imprenta de Joshep Mathias Escribano

García-Mayordomo, J. (2005). Caracterización y análisis de la peligrosidad sísmica en el sureste de España. Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 373 pp.

García-Mayordomo, J., Insua-Arévalo, J.M., Martínez-Díaz, J.J., Jiménez-Díaz, A., Martín-Banda, R., Martín-Alfageme, S., Álvarez-Gómez, J.A., Rodríguez-Peces, M., Pérez-López, R., Rodríguez-Pascua, M.A., Masana, E., H. Perea, F. Martín-González, J. Giner-Robles, E.S. Nemser, J. Cabral, QAFI Compilers (2012). The Quaternary Active Faults Database of Iberia (QAFI v.2.0). Journal of Iberian Geology, 38(1):285-302.

Giner-Robles et al. (2012) Structural analysis of seismically oriented damage caused by the Lorca earthquake of 11 May 2011: Application to archaeoseismology. Boletín Geológico y Minero, 123, (4):503-513.

Granja, Cosme (impresor) (1748). Verdadera relación de los estragos, sustos, ruinas, y funebres sucessos, que se experimentaron e[n] el día 23 de marzo del presente año de 1748, en la villa y Castillo de Nuestra Señora de Montesa en la ciudad de San Felipe, y ... Reyno de Valencia

Guerrieri, L. y Vittori, E. Eds. (2007). Environmental Seismic Intensity Scale 2007 – ESI 2007. Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia, 74. Servizio Geologico d'Italia, Dipartimento Difesa del Suolo, APAT, System Cart Srl, Roma, Italy, 54 pp.

Informe Malespina (1748). Archivo General de Simancas. Secretaría y Superintendencia de Hacienda, legajo 576, Extracto de lo que resulta de los Autos formados en razón de las aberiguaciones que de R.I. Orn. se han executado, de las Ruynas causadas por los terremotos acaezidos desde el día 23 de Marzo pasado, con expression del costo que se ha considerado por los expertos podrán tener sus reparos y de los acaecimientos singulares que ha habido.

Martínez Solares, J.M., Mezcuca, J. (2002). Catálogo Sísmico de la Península Ibérica (880 a.C. – 1900). Monografías IGN, 18. IGN, Madrid (Spain), 253 pp.

Mezcuca, J.; Rueda, J. y García blanco R.M. (2004). Reevaluation of Historic Earthquakes in Spain. Seismological Research Letters, 75, 1, 75-81.

Sarthou Carreres, C. (1922). Los terremotos de 1748: un capítulo de la historia de Játiva. Folletín de El Progreso, Játiva, 1922.

Sarthou Carreres, C. (1937). Datos para la Historia de Játiva. Tomo 2. (páginas 193-219)

Teixidor, Josep (impresor) (1748). Relacion de los estragos y desgracias que en el Reyno de Valencia ha ocasionado el nunca visto uracan [sic] y temblor de tierra succedido en el día 23 de marzo.

Villalmanzo, J. (1985). El terremoto de 1644. Saitabi, 35: 151-158.



EVIDENCIAS ARQUEOSISMOLÓGICAS EN LA COLONIA PATRICIA ROMANA DE CÓRDOBA (VALLE DEL GUADALQUIVIR, ESPAÑA)

Archeological seismic evidences in the Colonia Patricia romana of Corduba (Guadalquivir valley, Spain)

J. Morín de Pablos (1), P.G. Silva (2), M.A. Rodríguez Pascua (3), I.Mª Sánchez-Ramos (4)

- (1) Dpto. Arq., Pal. y RR. Culturales de AUDEMA. Madrid (Spain). jmorin@audema.coms
- (2) Dpto. Geología. Escuela Politécnica Superior de Ávila. Universidad Salamanca. 05003-Ávila (Spain). pgsilva@usal.es
- (3) Instituto Geológico y Minero de España. c/ Ríos Rosas 23, 28003-Madrid (Spain), ma.rodriguez@igme.es
- (4) Proyecto IdaVE. Lisboa (Portugal). isabelsanchez255@hotmail.com

Resumen: El gran número de excavaciones llevadas en Córdoba durante las últimas décadas del pasado siglo XX, han permitido plantear la posibilidad de encontrarnos con el registro de un terremoto que sacudió la antigua *Colonia Patricia Corduba* en torno al 250-275 AD. Este seísmo afectó a significativos edificios de la ciudad, como el teatro y alguno de los importantes sistemas hidráulicos que abastecían de agua a la urbe (acueducto), donde se registran los principales efectos arqueológicos de los terremotos (EAEs) que se describen en este trabajo. La aplicación de la Escala ESI-07 a los importantes agrietamientos que registra el sustrato rocoso (8 m de longitud y 0.2 cm anchura) del teatro romano de Córdoba indicaría una intensidad mínima de IX ESI-07. También se han descrito efectos arqueosismológicos en la ciudad de *Munigua* (Villanueva del Río y Minas, Sevilla) con similar cronología al propuesto para Córdoba (finales del siglo III d.C.).

Palabras clave: Arqueosismología, Efectos arqueológicos de los terremotos, Valle del Guadalquivir, Córdoba.

Abstract: The large number of excavations conducted in Cordoba in the last decades of the 20th century, evidence the probable record of archaeoseismic damage in the ancient roman city of Corduba around the years 250-275 AD. This earthquake affected to significant buildings in the roman city, such as theater and one of the hydraulic systems that supplied water to the city (Aqueduct), where are recorded the most relevant earthquake archaeological effects (EAEs) described in this work. The application of the ESI-07 macroseismic scale to the important ground cracks systems (8 m length and 0.25 cm wide) documented in the roman theater of Córdoba will indicate the record a IX ESI-07 minimum intensity. Other earthquake effects are also described at the ancient city of Munigua (Villanueva del Río y Minas, Sevilla) with a similar chronology to that proposed for Cordoba in the late third century AD.

Key words: Archeoseismology, Earthquake Archaeological Effects, Valle del Guadalquivir, Córdoba.

INTRODUCCIÓN

En los albores del siglo XXI hemos asistido a la sistematización del estudio de los efectos de los terremotos en nuestro país. Desde las primeras excavaciones llevadas a cabo en la ciudad romana de *Baelo Claudia* (Meanteau et al., 1983; Sillères, 1997) se planteó que las discontinuidades observadas en el registro arqueológico eran debidas a la ocurrencia de efectos sísmicos. Estudios del presente siglo (Silva et al. 2005; 2009) han identificado con claridad la ocurrencia de dos terremotos históricos (40-60 AD y 265-290 AD) que afectaron al desarrollo de la vida urbana en este antiguo *municipium* bético. En concreto la existencia de horizontes de destrucción, demolición y nivelación para la reconstrucción urbana tras un terremoto es común en el mundo antiguo (Rodríguez Pascua et al., 2011), quedando registrado en a finales del siglo I AD (Silva et al., 2005). En el presente trabajo abordamos el estudio de evidencia arqueosismológica en la antigua ciudad romana de Córdoba.

Los trabajos arqueológicos llevados a cabo en el antiguo solar de la *Colonia Patricia Corduba* han permitido plantear la hipótesis de la ocurrencia de un terremoto que afectó a una extensión importante de la ciudad y a algunas de sus construcciones públicas más significativas, como su antiguo teatro romano, que después de este episodio de destrucción se abandonó reutilizándose sus materiales para la construcción de nuevos edificios, como el Palacio de Maximiano en Cercadilla (Ventura et al., 2002). Según las fechas aportadas por estos autores, el evento de

destrucción de aparente carácter sísmico se produciría entre el 250 al 275 d.C.

COLONIA PATRICIA CORDUBA: EVOLUCIÓN URBANA Y ANTECEDENTES ARQUEOSISMOLÓGICOS

Colonia Patricia Corduba es una de las ciudades béticas de las que se tiene un alto nivel de conocimiento arqueológico en relación al urbanismo y la arquitectura pública de la ciudad altoimperial y a las transformaciones producidas en su topografía durante la Antigüedad tardía. Es nombrada capital de la *provincia Baetica* por Augusto en los años 15-13 a.C, momento en el que es repoblada con veteranos, y se produce la ampliación de la muralla fundacional hasta la margen derecha del río *Baetis*, alcanzado unas 78 Ha (Ventura, 2011). En época augustea comienza además una reconstrucción urbana que se consolida con una monumentalización de los espacios públicos a mediados del siglo I d.C., y una ampliación de sus límites urbanos que llegó a sobrepasar el trazado del perímetro murario. Los primeros síntomas que preludian un paulatino fenómeno de transformación de su paisaje urbano se registran a partir del último tercio del siglo III. La ciudad redujo su superficie urbana, en un principio dentro de los límites marcados por la muralla altoimperial, y fuera de ésta en la zona oriental; posteriormente lo hizo en la parte meridional intramuros próxima al puerto fluvial. Los cambios que se producen en estas fechas son resultado de un proceso de derrumbe o destrucción, abandono y reocupación de edificios con una nueva función

(Ventura y Pizarro, 2010; Ventura et al., 2011). Los espacios urbanos intramuros (edificios públicos, calzadas y pórticos) fueron reutilizados como espacios de habitación, mientras que los extramuros se reutilizan como necrópolis.

Edificios tan representativos como eran el foro, el teatro, el anfiteatro y el conjunto templo-circo (situado junto a la *Vía Augusta* en el sector oriental de la ciudad), estaban igualmente inutilizados ya en el siglo IV, e incluso reocupados por nuevas y sencillas unidades domésticas. En el caso del anfiteatro, después de ser parcialmente expoliado, debió aprovecharse la privilegiada posición topográfica con la que contaba el edificio en la parte occidental extramuros, es decir, muy próximo a la ciudad e inmediatamente al sur de la vía *Corduba-Hispalis*, para emplazar en su interior tres estructuras absidas de cierta entidad.

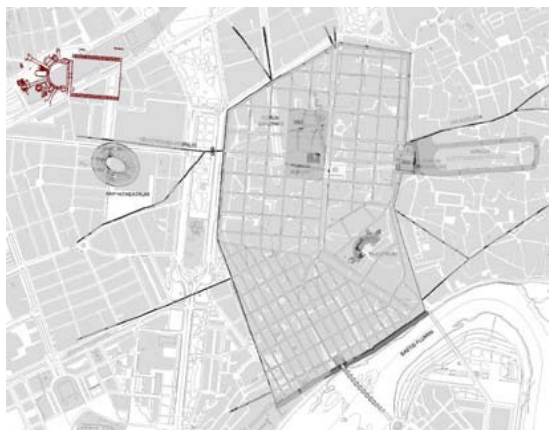


Figura 1. Colonia Patricia Corduba a principios del siglo IV (Plano de Murillo y Vaquerizo, 2010).

Figure 1. Colonia Patricia Corduba in the beginning of the fourth century (Plano de Murillo & Vaquerizo, 2010).

Una de las causas que, al parecer, sería determinante en el desencadenamiento de la desestructuración progresiva de la trama urbana de la urbe romana, es la intervención de un evento sísmico que la investigación reciente fecha c. 250-275 AD, y cuyas consecuencias han podido constatarse en determinados edificios de la ciudad, como es el teatro (Ventura, 2004). Este evento parece afectar también a otros espacios urbanos significativos que quedarían reducidos a un estado de ruina similar, como es el caso del pórtico que rodeaba un templo situado junto al *Decumano Maximus* en su extremo más oriental junto a la *Vía Augusta*, (actual calle Claudio Marcelo). Esta zona fue ocupada poco después por espacios de habitación, pierde algunas de sus columnas y parte del pavimento, y sus materiales se aprovecharon en la construcción de una cloaca (Hidalgo, 2005). Se desconoce con exactitud en qué grado afectó este posible evento sísmico al Foro Colonial, así como las condiciones de preservación de sus edificios. No obstante, el registro arqueológico del Foro documenta que gran parte del enlosado de la plaza se encontraba cubierto por un potente nivel de escombros fechado a finales del siglo III (Carrasco, 2001). Esto no quiere decir que desapareciera apresuradamente del parcelario de la ciudad, ya que en su zona septentrional se establece al parecer una nueva construcción «tardorromana» de funcionalidad indeterminada que reutiliza materiales del propio foro

(Carrasco, 2001). Pero sin duda, el teatro y el acueducto de Valdepuentes son las dos construcciones públicas altoimperiales que mejor muestran la ocurrencia de un terremoto en el solar de la antigua colonia romana.

El Teatro Romano

La construcción del teatro de Córdoba según sus excavadores se llevó a cabo durante la época augustea, en un momento en el que la ciudad acomete una importante reforma urbanística que transformó la ciudad republicana (Ventura et al, 2002). El período de mayor profusión decorativa del teatro se produjo en época julio-claudia (Márquez, 1998), que tuvo un uso continuado hasta comienzos del siglo III d.C. El derrumbe de este edificio público sería debido a un violento movimiento sísmico en el tercer cuarto del siglo III, cuyos efectos se habrían documentado en las dos últimas campañas de excavación (Ventura et al., 2002).



Figura 2. Detalle del derrumbe del muro de contención (Fotografía Ángel Ventura).

Figure 2. Close view of the collapse retaining Wall. (Photograph by Ángel Ventura).

Los primeros indicios arqueosísmicos en Córdoba se obtuvieron en la excavación de la Terraza Media Oriental del teatro en el año 1999 (Ventura, 2000). Se pudo comprobar el desplome del recinto del ara y que el pavimento de la plaza había sufrido modificaciones y se conservaba intacto el derrumbe de un muro de contención construido con sillares (Fig. 2; Ventura et al., 2002). Así mismo se observa la obliteración de los peldaños de esta misma zona en los que se registra un colapso orientado de tipo dominó (Fig. 3). Las cronologías aportadas por estos autores fechan los derrumbes en torno al 270-280 d.C.

El derrumbe del edificio, construido en una vaguada, fue aprovechado para depositar los escombros de la destrucción procedentes de otros puntos de la ciudad, ya que la mayoría de los rellenos del teatro están constituidos por materiales constructivos tales como, tapiales, ladrillos, *tegulae* y restos de pinturas murales (Ventura et al. 2002).

En el interior del teatro también se documentaron los efectos del sismo, así se constata la existencia de una grieta de 25 cm de anchura y 8 m de longitud,

que rompe el sustrato rocoso sobre la que cimentaba la *inma cavea*.



Figura 3. Obliteración de los peldaños en los que se observa el colapso en estilo domino (Fotografía Ángel Ventura).

Figure 3. Obliteration of the steps in which the collapse seen in domino style (Photograph by Ángel Ventura).

El espacio que ocupaba el edificio sirvió de escombrera y quedó totalmente abandonado. A comienzos de la IV centuria fue saqueado hasta sus cimientos.



Figura 4. Grietas abiertas en el opus caementicium de la *inma cavea* del teatro romano de Córdoba. (Fotografía Ángel Ventura).

Figure 3. Open cracks in the opus caementicium inma of the inma cavea, Roman theater of Córdoba. (Photograph by Ángel Ventura).

En definitiva, en el teatro romano de Córdoba se pueden diferenciar una serie de efectos arqueológicos de los terremotos (EAEs) que pueden clasificarse siguiendo la estructura de análisis propuesta por Rodríguez-Pascua et al. (2011), así como la aplicación de criterios ESI-07 (Guerrieri y Vittori, 2007). La más importante es la aparición de grietas en el sustrato rocoso de hasta 8 m de longitud y 25 cm de apertura en la *cavea* del teatro. Estas atraviesan el terreno geológico y rompen el *opus caementicium* que recubre el vomitorio axial y del graderío. Estas se pueden clasificar en la categoría de "fracturas y pliegues en enlosados y pavimentos de argamasa" de Rodríguez-Pascua et al., (2011) que constituyen un efecto geológico primario cosísmico. En las zonas pavimentadas se observan diversas roturas e impactos entre los enlosados, que podrían ser consecuencia de la deformación del terreno ("impactos entre el enlosado") aunque su número no permite realizar análisis consistentes. Por último, son también

importantes los colapsos y derrumbes orientados de estructuras murarias y escaleras hacia el SE, algunas con "estilo dominó" (Ventura et al. 2011).

Además, existen evidencias de que parte de la cimentación de *opus caementicium* sobre la que apoyaban las gradas del teatro se agrietaron y grandes bloques (Fig. 5) rodaron hasta la *orchestra* (Ventura et al. 2002).



Figura 5. Bloque de opus caementicium de la *cavea* desprendido hasta la *orchestra*.

Figure 5. Block of opus caementicium of the cavea fall down to the orchestra.

El Acueducto de Valdepuentes

Aludir solamente que existen nuevos argumentos arqueológicos sobre la cronología del terremoto y sus efectos en uno de los tres acueductos que abastecían de agua a la ciudad. Se trata del acueducto de Valdepuentes (Ventura y Pizarro, 2010), que estaba inutilizado en el último decenio del siglo III. El *specus* (canal) refleja deformaciones en varias direcciones, con un aspecto serpenteante, fundamentalmente en los lugares donde la construcción no se apoyaba en el sustrato margoso, sino sobre materiales aluviales suprayacentes. De hecho, los sistemas de arquerías aéreas (*arcuaciones*) se encuentran derrumbados en estas zonas, en las que se observan desplazamientos laterales del sustrato aluvial (pequeños deslizamientos) que estarían ligadas a la destrucción del acueducto (Ventura y Pizarro, 2010). Estos pequeños deslizamientos podrían estar asociados tanto a efectos cosísmicos como a fenómenos de ladera, aunque la escasa pendiente hace pensar en posibles efectos sísmicos.

Otros datos del valle del Guadalquivir

Otra destrucción generalizada similar producida en esas mismas fechas afecta a las construcciones de *Munigua* (Villanueva del Río y Minas) en el Valle del Guadalquivir, unos 85 km aguas abajo de Córdoba. Las excavaciones sistemáticas llevadas a cabo en este yacimiento por el Instituto Arqueológico Alemán de Madrid han permitido plantear la ocurrencia de un terremoto a finales del siglo III d.C. (Schattner, 2003).

En este caso, se registra un nivel de nivelación sobre los edificios derruidos, como fueron las termas, en la que se edificaron viviendas sencillas durante los siglos IV y V. La transformación urbana modificó la imagen monumental que caracterizó a la ciudad con anterioridad al derrumbe de alguna de sus construcciones más significativas (Schattner, 2003). En este sentido, resulta llamativo señalar que las cronologías propuestas en los dos casos (*Corduba* y *Munigua*) indicarían la ocurrencia de un evento sísmico significativo tardorromano en el valle del Guadalquivir no documentado hasta la fecha. De hecho próximo a *Munigua* se encuentra el antiguo puerto fluvial romano de *Arva* (Alcolea del Río; 10 km SE) donde se han encontrado relevantes anomalías geomorfológicas relacionadas con la navegabilidad del Guadalquivir a partir de los siglos III – IV d.C. que evidencian actividad sismotectónica (Silva et al., 2013).

CONCLUSIONES

Los datos procedentes de las diferentes excavaciones llevadas a cabo en la antigua *Colonia Patricia Corduba*, sugieren el registro de un evento sísmico de finales del siglo III d.C. Datos arqueológicos de la zona intramuros indican el abandono y destrucción de antiguas zonas (foro, pórticos) y vías públicas de la ciudad a finales del siglo III d.C. En algunos casos los sillares, enlosados, etc., son reutilizados en las nuevas edificaciones, registrándose potentes niveles de nivelación (rellenos de escombros) que podrían interpretarse como niveles de demolición similares a los que aparecen en otros yacimientos arqueológicos que han sufrido un significativo nivel de destrucción sísmica (Stiros et al., 1986; Silva et al., 2005). La destrucción y abandono de las edificaciones de la antigua colonia patricia romana se fechan entre los años 250 – 275 AD (Ventura, 2004).

Las excavaciones arqueológicas en otras construcciones importantes, como el teatro (Ventura et al., 2002; 2011) o el acueducto de Valdepuentes (Ventura y Pizarro, 2010) también muestran evidencias arqueosismológicas contemporáneas (finales siglo III d.C.) que pueden ser clasificadas como diferentes tipos de EAEs recogidos en la clasificación de Rodríguez-Pascua et al. (2011). Entre ellos se documentan, derrumbes y colapsos escaleras, impactos y roturas en pavimentos, así como caídas de grandes bloques. No obstante los más importantes son los agrietamientos que afectan al sustrato rocoso y pavimento de la *cavea* del teatro y los pequeños deslizamientos del sustrato aluvial que intervienen en el derrumbe del acueducto de Valdepuentes. Estos dos EAEs son efectos directos cosísmicos de la clasificación de Rodríguez-Pascua et al. (2011) relacionados con fallos del terreno, también considerados en la escala macrosísmica ESI-07 (Guerrieri y Vittori, 2007). En concreto, la aplicación de la escala ESI-07 a los agrietamientos en sustrato rocoso documentados en el teatro (8 m de longitud y 25 cm de anchura) nos indicarían una intensidad mínima de IX ESI-07. Teniendo en cuenta la destrucción de *Munigua* por las mismas fechas (Schattner, 2003), los datos aquí expuestos permiten proponer la probable ocurrencia de un evento sísmico tardorromano a finales del siglo III d.C. que podría haber afectado al sector central del Valle del Guadalquivir. Es evidente que el registro de la sismicidad histórica de época ro-

mana y tardorromana en la Península Ibérica es muy deficiente. De hecho el catálogo del IGN (Martínez Solares y Mezcua, 2002) sólo recoge cinco terremotos para los cinco primeros siglos de nuestra era. Como en el caso del yacimiento de *Baelo Claudia* (Silva et al., 2005), la arqueosismología puede rescatar terremotos antiguos no documentados históricamente, a veces aportando mayores datos que los que sí se encuentran catalogados para esas fechas.

Agradecimientos: Este trabajo ha sido financiado por el proyecto de investigación MINECO CGL2012-37281-C02.01 (USAL). Es una contribución del Grupo de trabajo QTECT-AEQUA.

Referencias bibliográficas

- Carrasco, I. (2001). Intervención Arqueológica de urgencia en un solar sito en calle Góngora nº 13 esquina a calle Teniente Braulio Laportilla (Córdoba). *Anuario Arqueológico de Andalucía* 1997, vol. III, 199-208.
- Hidalgo, R. (2005). Algunas cuestiones sobre la Córdoba de la Antigüedad Tardía. *Actas de la VI Reunión d'Arqueologia Cristiana Hispánica. Les ciutats tardeoantigues d'Hispania: cristianització i topografia, València, 8-10 de maig 2003*, Barcelona, 401-414.
- Márquez, C. (1998). *La decoración arquitectónica de Colonia Patricia*, Córdoba.
- Guerrieri, L. & Vittori, E. Eds. (2007). *Environmental Seismic Intensity Scale 2007 – ESI 2007. Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia*, 74. Servizio Geologico d'Italia, Dipartimento Difesa del Suolo, APAT, SystemCart Srl, Roma, Italy, 54 pp.
- Martínez Solares, J.M. & Mezcua, J. (2002). *Catálogo Sísmico de la Península Ibérica (880 a.C. – 1900)*. Monografías IGN, 18. IGN, Madrid (Spain), 253 pp.
- Rodríguez-Pascua, M.A., Pérez-López, R., Silva, P.G., Giner-Robles, J.L., Garduño-Monroy, V.H., & Reicherter, K. (2011). A Comprehensive Classification of Earthquake Archaeological Effects (EAE) for Archaeoseismology. *Q. International*, 242, 20-30.
- Schattner, Th. (2003). *Munigua. Cuarenta años de investigaciones*, Arqueología, Monografías 16, Sevilla.
- Silva, P.G., Borja, F., Zazo, C., Goy, J.L., Bardají, T., De Luque, L., Lario J. y Dabrio, C.J. (2005). Archaeoseismic record at the ancient Roman City of Baelo Claudia (Cádiz, south Spain). *Tectonophysics*; 408 (1-4): 129-146.
- Silva, P.G., Reicherter, K., Grützner, Ch., Bardají, T., Lario, J., Goy, J.L., Zazo, C. y Becker-Heidmann, P. (2009). Surface and subsurface palaeoseismic records at the ancient Roman city of Baelo Claudia and the Bolonia Bay area, Cádiz (south Spain). *Geological Society of London, Special Publication*; 316, 93-121.
- Silva, P.G., Rodríguez Pascua, M.A.; Giner Robles, J.; Pérez López, R.; Reicherter, K.; Bardají, T.; Goy, J.L.; Zazo, C. (2013). Geological and Archaeological effects of the AD 1504 Carmona Earthquake (Guadalquivir valley, South Spain). *Cuaternario y Geomorfología*, 27 (3-4), 109 – 125.
- Ventura, A. (2004). Edificios de espectáculos. En: *Las capitales provinciales de Hispania 1. Colonia Patricia Corduba* (X. Dupré, ed.), Roma, 63-79.
- Ventura, A. (2011). Caracterización de la Córdoba romana, de sus fundaciones, fundadores y funciones. *Cordoba reflejo de Roma*, Córdoba, 28-40.
- Ventura, A. & Pizarro, G. (2010). El aqua augusta (acueducto de valdepuentes) y el abastecimiento de agua a la Colonia Patricia Corduba: investigaciones recientes (2000-2010). *V congreso de las obras públicas romanas. Las técnicas y las construcciones de la ingeniería romana*, 161-187.
- Ventura, A., Márquez, C., Monterroso, A. & Carmona, M.A. (2002). *El teatro romano de Córdoba*, III Jornadas Cordobesas de Arqueología Andaluza, Córdoba. Ed. Universidad de Córdoba, 304 pp.



EL PATRIMONIO GEOLÓGICO DE INTERÉS TECTÓNICO. INVENTARIO, GESTIÓN Y DIVULGACIÓN EN LA REGIÓN DE MURCIA

Geological heritage of tectonic interest. Inventory, management and divulgation in the Region of Murcia

F. Guillén-Mondéjar

Grupo de Investigación de Geología. Dpto. Química Agrícola, Geología y Edafología, Facultad de Química, Universidad de Murcia. Campus de Espinardo, 30100-Murcia. mondejar@um.es

Resumen: El objetivo principal de este trabajo es mostrar a la comunidad geocientífica experta en tectónica, la oportunidad actual y la necesidad de aportar a sus estudios un enfoque conservacionista para aquellos lugares que consideren de gran interés. Desde el año 2004, existen leyes y recomendaciones, nacionales e internacionales, metodologías de inventarios consensuados, entre otras iniciativas, que permiten la conservación y uso turístico y didáctico del patrimonio geológico, en general, y el tectónico en particular. La divulgación y la utilización con fines educativos de estos lugares, ayuda a crear una conciencia colectiva que exija la protección del patrimonio geológico. En este trabajo se hace un resumen de estas iniciativas utilizando como ejemplo la Región de Murcia, donde ya se lleva trabajando en esta línea de investigación más de 25 años.

Palabras clave: Patrimonio tectónico, geoconservación, falla.

Abstract: *The main objective of this work is to show the geoscience community expert in tectonics the current opportunity and the need to bring to their studies a conservationist approach to those places which may be of tectonic interest, for the conservation of geological heritage is now a branch of knowledge consolidated Geology. Since 2004, laws and recommendations, national and international, inventory methodologies agreed, among other initiatives, to enable conservation and tourism and educational use of geological heritage in general, and in particular tectonic. It is also very important to disclose and use for teaching purposes these places of geological interest, and only a collective consciousness that requires the protection of geological heritage is created. This paper gives an example of Murcia, which already has been working in this area for over 25 years.*

Key words: *Tectonic heritage, geoconservation, fault.*

Las leyes españolas, gestadas en el año 2007 (Díaz Martínez, et al., 2008), constituyen un antes y un después en la geoconservación de nuestro país: Ley 5/2007, de 3 de abril, de la Red de Parques Nacionales, Ley 45/2007, de 13 de diciembre, de Desarrollo Sostenible del Medio Rural y Ley 42/2007, de 13 de diciembre, del Patrimonio Natural y de la Biodiversidad. Esta última regula explícitamente la conservación de la geodiversidad y define el patrimonio geológico como: "el conjunto de recursos naturales geológicos de valor científico, cultural y/o educativo, ya sean **formaciones y estructuras geológicas**, formas del terreno, minerales, rocas, meteoritos, fósiles, suelos y otras manifestaciones geológicas que permiten conocer, estudiar e interpretar: a) el origen y evolución de la Tierra, b) los procesos que la han modelado, c) los climas y paisajes del pasado y presente y d) el origen y evolución de la vida".

En esta definición se incluyen los procesos tectónicos, activos o no, y sus resultados, es decir, sus lugares de interés geológico. De La Ley 42/2007 deriva el Real Decreto 556/2011, de 20 de abril, para el desarrollo del Inventario Español del Patrimonio Natural y la Biodiversidad, en cuyo anexo 5d trata sobre los lugares de interés geológico. Por tanto la ley obliga a incluir en estos inventarios aquellos lugares de interés geológico relacionados con la tectónica y, en particular, con la tectónica activa.

Esta inquietud geoconservacionista ha generado varias iniciativas internacionales. Respecto a la legisla-

ción, hay que destacar la Recomendación Rec(2004)3 del Consejo de Europa sobre conservación del patrimonio geológico y áreas de especial interés geológico y las resoluciones de la Unión Internacional para la Conservación de la Naturaleza: WCC-2008-Res-4040: Conservación de la geodiversidad y el patrimonio geológico; WCC-2012-Res-048: Valorización y conservación del patrimonio geológico dentro del Programa de la UICN 2013-2016 y WCC-2012-Res-114: Fomento del turismo sostenible, el desarrollo rural y el valor del patrimonio natural (Nadia et al., 2013). Respecto a su uso turístico y como fuente de desarrollo rural está teniendo mucho éxito el Programa *Global Geoparks Network* (red mundial de espacios naturales protegidos por la relevancia de su patrimonio geológico), en España en el año 2014 ya se habían declarado ocho Geoparques. Para los inventarios destaca el Proyecto *Global Geosites* (inventario del patrimonio geológico de relevancia mundial), en los que ha participado España activamente (IGME, 2008), inventariándose 20 contextos geológicos y más de 200 lugares, muchos de interés tectónico.

El área de investigación de Patrimonio Geológico del Instituto Geológico y Minero de España y otros colaboradores, realizaron en el año 2009 una propuesta metodológica para el inventario nacional que agrupa los lugares de interés geológico en 11 tipos por su contenido, uno de ellos es el de interés tectónico. Esta metodología fue utilizada en un proyecto piloto

de validación en la Cordillera Ibérica que sirvió para mejorarla (García Cortés y Carcavilla, 2013). En ella se incluye una ficha sobre estructuras tectónicas.

Esta ficha muestra el elevado número de elementos que constituyen el patrimonio geológico de origen tectónico. A estos elementos hay que sumarle la escala temporal porque, por ejemplo, los terremotos y otros fenómenos activos pueden generar nuevos lugares de interés geológico. Estos nuevos lugares, pueden ser efímeros (Díez-Herrero et al., 2011) y requieren, por tanto, una rápida intervención y catalogación.

16. DESCRIPCIÓN FENÓMENOS DEFORMATIVOS			
Estilo de deformación:			
<input type="checkbox"/> Rígida	<input type="checkbox"/> Plástica	<input type="checkbox"/> Por gravedad	<input type="checkbox"/> Combinada o mixta
Estructuras mayores de deformación:			
<input type="checkbox"/> fallas normales	<input type="checkbox"/> fallas inversas	<input type="checkbox"/> fallas mixtas	<input type="checkbox"/> fallas verticales
<input type="checkbox"/> fallas de desgarre dex	<input type="checkbox"/> fallas de desgarre sin.	<input type="checkbox"/> fallas conjugadas	<input type="checkbox"/> fallas onduladas
<input type="checkbox"/> sistema de fallas	<input type="checkbox"/> falla aislada	<input type="checkbox"/> otras fallas	<input type="checkbox"/> orientación falla
<input type="checkbox"/> plano de falla	<input type="checkbox"/> estría de falla	<input type="checkbox"/> arrastres de falla	<input type="checkbox"/> mineralizaciones
<input type="checkbox"/> rocas de falla	<input type="checkbox"/> roll-over	<input type="checkbox"/> milonitas	<input type="checkbox"/> cizalla
<input type="checkbox"/> cabalgamiento	<input type="checkbox"/> ventana	<input type="checkbox"/> cabalgamiento isleo	<input type="checkbox"/> imbricaciones
<input type="checkbox"/> diaclasas extensión	<input type="checkbox"/> diaci. de compresión	<input type="checkbox"/> diaci. descompresión	<input type="checkbox"/> diaci. gash joint
<input type="checkbox"/> diaclasas radiales	<input type="checkbox"/> diaclasas paralelas	<input type="checkbox"/> diaclasas conjugadas	<input type="checkbox"/> diaci. subortogonales
<input type="checkbox"/> diaclasas asociadas a fallas normales	<input type="checkbox"/> diaclasas id. inversas	<input type="checkbox"/> diaclasas id. desgarre	
<input type="checkbox"/> diaclasas abiertas	<input type="checkbox"/> diaclasas rellenas	<input type="checkbox"/> diaclasas irregulares	<input type="checkbox"/> diaclasas concéntricas
<input type="checkbox"/> suturas estilolíticas	<input type="checkbox"/> anticlinal/antiforme	<input type="checkbox"/> sincinal/sinforme	<input type="checkbox"/> anticlinorio
<input type="checkbox"/> sinclinorio	<input type="checkbox"/> horst	<input type="checkbox"/> fosa (graben)	<input type="checkbox"/> escamas
<input type="checkbox"/> Manto de Corrimiento	<input type="checkbox"/> diapiro	<input type="checkbox"/> pliegue-falla	<input type="checkbox"/> pliegues
<input type="checkbox"/> Orientación eje pliegue:	<input type="checkbox"/> ángulo isoclinal	<input type="checkbox"/> ángulo apretado	<input type="checkbox"/> ángulo cerrado
<input type="checkbox"/> ángulo abierto	<input type="checkbox"/> ángulo suave	<input type="checkbox"/> superficie axial recta	<input type="checkbox"/> superf. axial inclinada
<input type="checkbox"/> Superf. axial tumbada	<input type="checkbox"/> Sup. axial recumbente	<input type="checkbox"/> Olistostromas	<input type="checkbox"/> Otras estructuras:
Estructuras menores de deformación:			
<input type="checkbox"/> Micropliegues	<input type="checkbox"/> Microfracturas	<input type="checkbox"/> Foliación continua	<input type="checkbox"/> Foliación espaciada
<input type="checkbox"/> Foliación disjunta	<input type="checkbox"/> Foliación crenulación	<input type="checkbox"/> Orientación foliación	<input type="checkbox"/> Lineación
<input type="checkbox"/> Lineación superficial	<input type="checkbox"/> Lineación penetrativa	<input type="checkbox"/> Lineación estructural	<input type="checkbox"/> Lineación mineral
Componentes lineación:			
<input type="checkbox"/> Rodajes	<input type="checkbox"/> Objetos deformados	<input type="checkbox"/> Otras estructuras menores:	
Observaciones generales sobre las estructuras de deformación:			
Movimientos del terreno:			
<input type="checkbox"/> Deslizamientos	<input type="checkbox"/> Desprendimientos	<input type="checkbox"/> Hundimientos	
<input type="checkbox"/> Avenidas e inundaciones	<input type="checkbox"/> Otros movimientos del terreno:		
Observaciones sobre la deformación de las rocas:			

Figura 1: Ficha de contenidos tectónicos de la metodología para la elaboración del inventario español de lugares de interés geológico (García Cortés y Carcavilla, 2009).

Figure 1: Listing tectonic contents of the methodology for the development of the Spanish inventory of sites of geological interest (García Cortés and Carcavilla, 2009).

La ley 42/2007 dice en su artículo 9.2 que se debe hacer un Inventario de Lugares de Interés Geológico representativo de, al menos, las unidades y contextos geológicos recogidos en el anexo VIII. De las ocho unidades geológicas del territorio español que hay en el anexo VIII-I, la Región de Murcia se sitúa en dos: estructuras y formaciones geológicas singulares del basamento, unidades alóctonas y cobertera meso-cenozoica de las Cordilleras Alpinas; estructuras y formaciones geológicas singulares de las cuencas cenozoicas continentales y marinas. En el anexo VIII-II donde se nombran los veinte contextos geológicos de España de Relevancia Internacional, la Región de Murcia, se incluye en el contexto tectónico “extensión miocena en el dominio de Alborán). Lo anterior demuestra que la Región de Murcia posee una gran geodiversidad y patrimonio geológico con importantes lugares de interés tectónico.

Los primeros estudios sobre patrimonio geológico en la Región de Murcia, se remontan a 1978 donde el IGME, incluye en su inventario nacional tres lugares, uno de ellos la Sierra del Carche que incluye el diapiro de la Rosa, aunque no lo consideran de interés tectónico. Lugares de interés tectónico se nombran ya en 1989, en el inventario realizado por el Departamento de Geología de la Universidad de Murcia para la entonces Agencia Regional para el Medio Ambiente y la Naturaleza. Donde se

catalogaron 40 lugares de interés geológico, que dio lugar a la primera publicación sobre lugares de interés geológico de la Región de Murcia en el año 1992. De estos 40, cuatro contenían aspectos tectónicos: la Falla del Guadalentín o Alhama de Murcia, el Puerto del Garruchal, la tectónica de Cabo Cope (Águilas) y el diapiro del Morrón (Jumilla). En 1999, con la colaboración de la Fundación Séneca se publica un segundo libro con 75 lugares de interés geológico, de los cuales 37 lugares poseen algún contenido de interés tectónico (Arana et al., 1999): 10 de interés local, 20 de interés regional, 5 nacional (baños termales de la Región de Murcia, Valle del Segura entre Villanueva y Ricote, Pantano de la Cierva-Fuente Caputa, borde suroeste de la cuenca terciaria de Lorca y Cabo Cope) y dos internacional (la falla de Alhama de Murcia y el Mar Menor-la Manga).

En el año 2009, el grupo de investigación de Geología de la Universidad de Murcia coordinó una nueva actualización del inventario murciano. En su informe se proponen para la futura ley de la conservación de la naturaleza y la biodiversidad de la Región de Murcia tres anexos, dos de ellos adaptados de los de la ley 42/2007: Contextos geológicos de España de relevancia mundial presentes en la Región de Murcia y unidades geológicas más representativas. En este último se apuesta por dar relevancia explícita a la tectónica, en su apartado 12 se dice: “*otras unidades de la geodiversidad que incluyan procesos geológicos, secciones estratigráficas, formaciones y estructuras sedimentarias, tectónicas, geomorfológicas, hidrogeológicas, geotécnicas, petrológicas, yacimientos minerales y paleontológicos, paisajes, así como los fósiles, minerales, rocas, meteoritos, suelos o cualquier otro elemento mueble o inmueble de la Gea, que por su variedad, singularidad, belleza, interés científico, cultural o educativo forman parte del patrimonio geológico murciano y de sus Lugares de Interés Geológico*”. El tercer anexo consiste en un listado que pretendía ser el embrión de la carta geológica de la Región de Murcia. Este listado se confeccionó con los datos de los inventarios previos antes comentados, con inventarios a escala local (Molina de Segura, Jumilla y Moratalla) y con las sugerencias de la comunidad geocientífica que trabajaba en esta región. Hoy el listado se compone de 150 lugares de interés geológico y más de 300 cavidades. Se añadieron así 14 nuevos lugares tectónicos cómo: Cala del Caballo y Ventana Tectónica de Atamaría en Cartagena; Pliegues en Campiñón de la Sierra de las Puntillas-Cingla en Jumilla; fallas de la Rambla de la Canteras-Guadalentín y Baños de Carraclaca, Plano de Falla del Castillo de Tébar, en Lorca; Falla de Piedra Mala, en Mazarrón; Anticlinal de la Sierra de la Muela-Somogil, Fallas de Arroyo Tercero, Diapiro del Salmerón, Falla del Estrecho de Bolvonegro, Pliegue y cabalgamiento de la Melera, en Moratalla; Pliegue del Cajal y Pliegues del Barranco de Vite, en Ricote (Arana et al., 2009).

También a partir del año 2009 se empezó a realizar la edición digital de algunos los mapas geológicos a escala 1:50.000 de España de la Región de Murcia. Estos debían incluir un inventario de los lugares, de puntos, de Interés Geológico. Sin embargo, pese a esta gran oportunidad para la gestión y divulgación

del patrimonio geológico murciano, no se trató este inventario de una forma seria, es decir, prospectando, teniendo en cuenta los inventarios anteriores y siguiendo metodologías ya existentes. El número de LIG en esta nueva edición es alarmantemente exiguo, limitándose a uno o dos por mapa, aunque es verdad que algunos de estos lugares propuestos son nuevos y, por tanto, hay que englobarlos en la Red de Lugares de Interés Geológico. Pero muchos otros lugares, algunos de importancia internacional, ni siquiera aparecen, como el volcán lamproítico de Zeneta, en la hoja de Murcia. De la revisión de ocho mapas, sólo aparecen dos de interés tectónico, en el mapa de Lorca: Fallas de crecimiento del borde occidental de Sierra Espuña-Margen oriental de la cuenca de Lorca y el segmento de la Falla de Lorca-Alhama de Murcia activo en la localidad de Lorca. Sin embargo hay muchos otros lugares de interés geológico como el de la Rambla de la Canteras, de gran interés didáctico por sus fallas normales (Guillén Mondéjar et al., 1996).



Figura 2: Fallas normales en el lugar de interés geológico de la Rambla de la Canteras-Río Guadalentín. Tortoniano de la Cuenca de Lorca.

Figure 2: Normal faults in the site of geological interest Rambla de las Canteras-Río Guadalentín (Lorca). Tortonian of Lorca basin.

En la actualidad hay un borrador de anteproyecto de Ley de Conservación de la Naturaleza y la Biodiversidad de la Región de Murcia, que tiene un título específico sobre conservación de la Geodiversidad en el que se incluye en sus artículos 127 y 128 el inventario de la Geodiversidad y la Red de Lugares de Interés Geológico. Esperemos que pronto esta futura ley se sume a la Ley 4/2007 del Patrimonio Cultural de la Región de Murcia, la cual protege al patrimonio geológico de interés paleontológico de la misma forma que al patrimonio arqueológico y ha auspiciado la declaración de Bien de Interés Cultural de muchos de estos lugares y la realización del inventario, de la carta paleontológica. Desgraciadamente es posible que la futura ley sea sustancialmente modificada por la presión de los grupos de coleccionistas de minerales que quieren evitar la protección del patrimonio geológico mueble.

También los estudios sobre tectónica activa en la Región de Murcia se han intensificado en los últimos años, sobre todo a raíz del terremoto de Lorca de 2011. Es una oportunidad muy importante para que los científicos que realizan estos trabajos tomen conciencia de esta nueva perspectiva geológica,

para que delimiten e incluyan en sus artículos el enfoque patrimonial de aquellas zonas tectónicas que por su interés científico, cultural y educativo merezcan ser conservadas. Y sobre todo, informen y exijan a las administraciones competentes su conservación.

Un ejemplo muy reciente de descubrimiento, defensa y destrucción de un lugar de interés tectónico fue el de la falla de Miradero, descubierta tras las obras para el nuevo acceso mecánico al casco antiguo de Toledo. Por su situación privilegiada podría ser vista por multitud de turistas que accedieran por este nuevo remonte, potenciando así el geoturismo. A pesar de las noticias en los medios de comunicación sobre el hallazgo, del informe realizado por Azcárate et al., 2014, y las firmas recogidas para su conservación y puesta en valor, el talud finalmente fue hormigonado.



Figura 3: Trinchera para la búsqueda de la falla del norte de la Sierra de Carrascoe. Estos lugares podrían ser utilizados con fines didácticos.

Figure 3: Trench for finding fault northern Sierra Carrascoe. These places could be used for teaching purposes.

El terremoto de Lorca del 11 de mayo de 2011, despertó una conciencia social sobre los procesos geológicos. Aprovechando este evento geológico, se han llevado a cabo dos geodías (actividad de divulgación de la geología en España, coordinada por la SGE y la AEPECT) en la ciudad de Lorca, coordinadas por el geólogo lorquino Juan Antonio López Martín. Ambas actividades tuvieron un éxito de participación con 1300 y 700 asistentes en 2012 y 2014, respectivamente. Para este evento se utilizaron, entre otros, lugares de la falla de Alhama de Murcia, las propias trincheras excavadas para el estudio de la falla. Las publicaciones de estos geodías se pueden descargar en la página web de la Sociedad Geológica de España. También se realizó en Lorca la III Olimpiada de Geología de la Región de Murcia en el año 2012, con el mismo fin, que incluyó una visita de más de 200 estudiantes a la zona de falla de Alhama de Murcia. El éxito de estas actividades de divulgación sobre la falla de Alhama de Murcia y la sensibilización de las autoridades locales, han animado a la comunidad geológica a proponer al Ayuntamiento de Lorca la conservación de estos enclaves urbanos de la falla y su musealización, como recurso turístico y educativo.

Para casos como el de Lorca, de lugares de interés geológico urbanos, puede ayudar la Estrategia Espa-

fiola de Sostenibilidad Urbana y Local, publicada en el año 2011 por los ministerios del ramo, que, a propuesta de la Comisión de Patrimonio Geológico de la Sociedad Geológica de España, en la Directriz U.4, criterios urbanísticos, dice en su página 96: “Favorecer la biodiversidad y emplear especies locales adaptadas al clima del lugar y conservar los elementos geológicos singulares”.

La divulgación y enseñanza reglada son las herramientas más efectivas para la concienciación social. Es importante mostrar a la sociedad que los procesos tectónicos, son relevantes en la formación de nuestro relieve, del paisaje. Así se hizo en el año 2012, dentro del evento de divulgación de la ciencia “la noche de los investigadores”, organizado por la Universidad de Murcia, donde se incluyó la actividad “la energía liberada por la tierra”. Se mostró a los asistentes que las montañas de Murcia, son grandes cabalgamientos, grandes pliegues, que los valles están condicionados por importantes fallas, como la fosa tectónica del Guadalentín. En el 2013, el Museo de la Ciencia y el Agua de Murcia organizó una exposición itinerante denominada “Cuando la tierra tiembla: volcanes y terremotos”, en ella se incluyó una conferencia denominada: Fallas, volcanes y termalismo en la Región de Murcia. Patrimonio, geoturismo y cultura geológica. El enfoque de esta conferencia fue divulgar, enseñar a los asistentes el enorme patrimonio volcánico y tectónico que posee la Región de Murcia. Además de en las asignaturas regladas de geología de diferentes niveles educativos, los entornos tectónicos de interés patrimonial vienen utilizándose en la Región de Murcia desde hace décadas, en cursos de actualización de geología para profesores de instituto y en cursos de verano (Guillén Mondéjar y del Ramo Jiménez, 2004). Esto es debido a que dentro del gran listado de lugares de interés tectónico, hay enclaves de fácil acceso, aptos para autobuses, bien conservados, que presentan magníficos ejemplos relacionados con la tectónica como son: cabalgamientos, de las sierras de Moratalla; espejos de fallas, de la rambla de las Canteras en Lorca, Peña Rubia en Cehegín o Arroyo Tercero en Moratalla; estructuras antiformes, de Somogil-La Muela, en Moratalla y sierra del Cajal en Ricote; estratos verticalizados por procesos diapíricos, en el Salmerón (Moratalla), Jumilla y Fortuna; fallas que condicionan la evolución del encajamiento fluviales, como el estrecho de Bolvonegro, en Moratalla, etc.



Figura 4: Pliegue, calizas del Eoceno (Somogil, Moratalla).
Figure 4: Fold in Eocene limestones. Somogil (Moratalla).

Este resumen avala que los procesos tectónicos despiertan un enorme interés en el ser humano y que desde el año 2007 existen leyes que permiten proteger los lugares de interés geológico, entre los que se incluyen las fallas activas. La experiencia del terremoto de Lorca de 2011 apoya la recomendación de que la comunidad científica especializada complemente sus trabajos de investigación con tareas de puesta en valor del patrimonio geológico, y de campañas de enseñanza y de divulgación.

Referencias bibliográficas

- Azcárate, J.A., Díz-Herrero, A., García Gómez, E. y Ruiz Taboada, A. (2014). Solicitud de conservación y puesta en valor del nuevo afloramiento de la Falla de Miradero en los taludes del nuevo acceso mecánico Antequeruela-Miradero (Toledo). Resumen en la noticia: Las obras del remonte dejan al descubierto la Falla de Miradero, periódico La Tribuna de Toledo.es, 17-3-2014.
- Arana, R., Guillén-Mondéjar, F., Mancheño, M., Manteca, J.I., del Ramo, A., Rodríguez, T., de Santisteban, C. y A. y Romero, G. (2009). Actualización del Inventario de Lugares de Interés Geológico de la Región de Murcia. Consejería de Agricultura y Agua. Inédito.
- Arana, R., Rodríguez-Estrella, T., Mancheño, M.A., Guillén-Mondéjar, F., Ortiz, R., Fernández, M.T., del Ramo, A. y Alías, A. (1999). Geological interest of the Murcia Region. En: Towards the Balanced Management and conservation of the geological heritage in the new milenium. (D. Baretino, M. Vallejo y E. Gallego, eds.). Sociedad Geológica de España, Madrid, 420-424.
- Díaz Martínez, E., Guillén-Mondéjar, F., Mata, J.M., Muñoz, P., Nieto Albert, L.M., Pérez Lorente, F. y de Santisteban, C. (2008). Nueva legislación española de protección de la Naturaleza y desarrollo rural: Implicaciones para la conservación y gestión del patrimonio geológico y la geodiversidad. *Geo-Temas* 10, 1312-1314.
- Díez-Herrero, A., Ortega, J.A., Pérez-López, R. y Rodríguez Pascua, M.A. (2011). Patrimonio geológico efímero: singularidades de su estudio y gestión. En: *Avances y Retos en la Conservación del patrimonio geológico en España, actas de la IX Reunión de la Comisión de Patrimonio-SGE* (E. Fernández-Martínez y R. Castallo de Luis, eds.). León, 97-103.
- García-Cortés, A., Agueda Villar, J., Palacio Suárez-Valgrande, J. y Salvador González, C. I (eds.) (2008). Contextos geológicos españoles. Una aproximación al patrimonio geológico español de relevancia internacional. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 235 pp.
- García-Cortés, A. y Carcavilla, L. (2013). Documento metodológico para la elaboración del inventario español de lugares de interés geológico (IELIG). IGME, 64 p.
- Guillén-Mondéjar, F. (2013). La diversidad geológica y su patrimonio. Propuestas para la legislación de su uso y gestión basadas en las normativas internacionales y españolas sobre geoconservación. En: *Seminarios de la Sociedad Española de Mineralogía*, 10, Madrid, 130-152.
- Guillén Mondéjar, F., Mancheño Jiménez, M.A. y Arana Castillo (1996). Patrimonio Geológico de la Cuenca de Lorca. *Geogaceta* 19, 228-232.
- Guillén-Mondéjar, F. y del Ramo Jiménez (2004). Acciones para el desarrollo de la cultura geológica en la sociedad murciana. En *documentos del XII Simposio sobre Enseñanza de la Geología* (P. Alfaro, J.M. Andreu, J.C. Cañaveras y A. Yébenes, eds.). Univ. Alicante, 163-168.
- Herrero, N., Díaz-Martínez, E., Monge-Ganuzas, M., Guillén-Mondéjar, F., de Santisteban, C., Meléndez G., Salazar, A. y Mata, J.M. (2013). La geoconservación en las actividades de la UICN. En: *Patrimonio Geológico, un recurso para el desarrollo* (J. Vegas, A. Salazar, E. Díaz-Martínez y C. Marchán, ed.). Cuadernos del Museo Geominero, nº 15. IGME, Madrid, 251-258.



ANÁLISIS ARQUEOSISMOLÓGICO DEL YACIMIENTO DE LA EDAD DE BRONCE “LA TIRA DEL LIENZO” (TOTANA) EN LA FALLA ALHAMA DE MURCIA

Archaeoseismological analysis of a Late Bronze Age site on the Alhama de Murcia Fault: La Tira del Lienzo (Totana)

M. Ferrater (1), P. G. Silva (2), M. Ortuño (1), M.A. Rodríguez-Pascua (3) y E. Masana (1)

(1) RISKINAT Group. GEOMODELS. Departament de Geodinàmica i Geofísica, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, c/ Martí i Franquès s/n, 08028 Barcelona, España. (marta.ferrater@ub.edu)

(2) Dpto. Geología, Universidad de Salamanca Escuela Politécnica Superior de Ávila, Ávila, Spain

(3) Instituto Geológico y Minero de España (IGME), c/ Ríos Rosas, 23, Madrid, Spain

Resumen/resumo: Se presenta un estudio arqueosismológico en el yacimiento de la edad de Bronce de La Tira del Lienzo (Totana, España). El yacimiento se encuentra en la falla de Alhama de Murcia (FAM) y está siendo excavado por un equipo del Departament de Prehistòria de la Universitat Autònoma de Barcelona. El tipo de construcción consiste en bloques naturales irregulares, lo cual representa una diferencia con respecto a estudios arqueosismológicos previos en la Península Ibérica, desarrollados en bloques de sillería. Se han identificado cuatro Efectos Arqueológicos por Terremoto (EAT), incluyendo una ruptura en superficie y un levantamiento diferencial. Las fracturas presentan dos direcciones ortogonales preferentes, coincidentes con la cinemática de la FAM en la zona. El estudio representa la primera evidencia de ruptura en un estudio arqueosismológico en la Península Ibérica y aporta datos numéricos para la caracterización del segmento analizado de la falla.

Palabras clave: Arqueosismología, Earthquake Archaeological Effects (EAEs), Edad de Bronce, falla de Alhama de Murcia

Abstract: We present an archaeoseismological study in La Tira del Lienzo Bronze Age site (Totana, Spain). The site is located on the reverse left-lateral Alhama de Murcia Fault Zone (AMF), and is being excavated by a team from the “Departament de Prehistòria” at the Universitat Autònoma de Barcelona. The constructive typology of the site consists of free-mortar irregular natural boulders, which is a difference with previous archaeoseismological studies in the Betic Cordillera developed on regular masonry constructions. Four different Earthquake Archaeological Effects (EAEs) have been identified, including apparent surface rupture and differential coseismic uplift. The structural analysis of both types of fractures identifies two orthogonal families (NE-SW and NW-SE), matching with the kinematics of the AMF in the zone. The study reports the first archeoseismological evidence of surface rupture in the Iberian Peninsula and provides numerical data for the characterization of the seismic potential of the analysed segment of the fault.

Key words: Archaeoseismology, Efectos Arqueológicos por Terremoto (EAT), Bronze Age, Alhama de Murcia Fault.

INTRODUCTION

The oldest studied archaeological sites in the Iberian Peninsula from the archaeoseismological point of view belong to the 1st Century AD, such as Baelo Claudia in Cádiz (Silva et al., 2005) and the Tolmo de Minateda in Albacete (Rodríguez-Pascua et al., 2011). La Tira del Lienzo settlement, from the Bronze Age, will constitute the oldest archaeoseismological record in Spain, if further evidences support the preliminary data presented in this study.

The type of dry-set masonry (irregular stone blocks) construction style used in the studied site is not considered in the classification of Earthquake Archaeological Effects (EAEs) proposed by Rodríguez-Pascua et al. (2011), but we have used it as a guide to describe those recorded in the site. In addition, we describe new types of EAEs. The site is in charge by an archaeological group of the Universitat Autònoma de Barcelona (La Bastida Project).

GEOLOGICAL SETTING

The studied site is placed on the Alhama de Murcia fault zone (AMF). The AMF is a N45°-65°E reverse left-lateral strike-slip fault (Silva, 1994; Martínez-Díaz,

1998). The most significant historical earthquakes (VII - VIII MSK) in the studied area are recorded in the years 1743 and 1746 in Alcantarilla, in 1907 in Totana and in the years 1579, 1674 and 1818 in Lorca (IGN, 2012). The strongest instrumentally recorded event occurred in Lorca on 11th of May 2011 (Mw 5.2 and VII EMS intensity; López-Comino et al., 2012).

Several palaeoseismic studies have been carried out (Silva et al., 1997; Martínez-Díaz, 1998; Martínez-Díaz et al., 2001; Martínez-Díaz et al., 2003; Masana et al., 2004; Ortuño et al., 2012). These studies report maximum magnitude values between Mw 6.1-7.0 (Martínez-Díaz et al., 2001; Masana et al. 2004; Ortuño et al., 2012) and a minimum of six palaeoseismic events during the last 274-174 kyr. Martínez-Díaz et al. (2003) estimated a vertical slip rate of 0.21 mm/yr for the last 130 Kyr and Masana et al. (2004) obtained a vertical slip-rate of 0.04-0.35 mm/yr, a lateral one of 0.06-0.53 mm/yr and a net slip-rate of 0.07-0.66 mm/yr. Geodetic studies indicate that the slip-rate is 1.5 mm/yr (Echeverría et al., 2013). Any of these studies have been developed in the Totana-Alhama segment in which is placed the studied site (Fig. 1A).

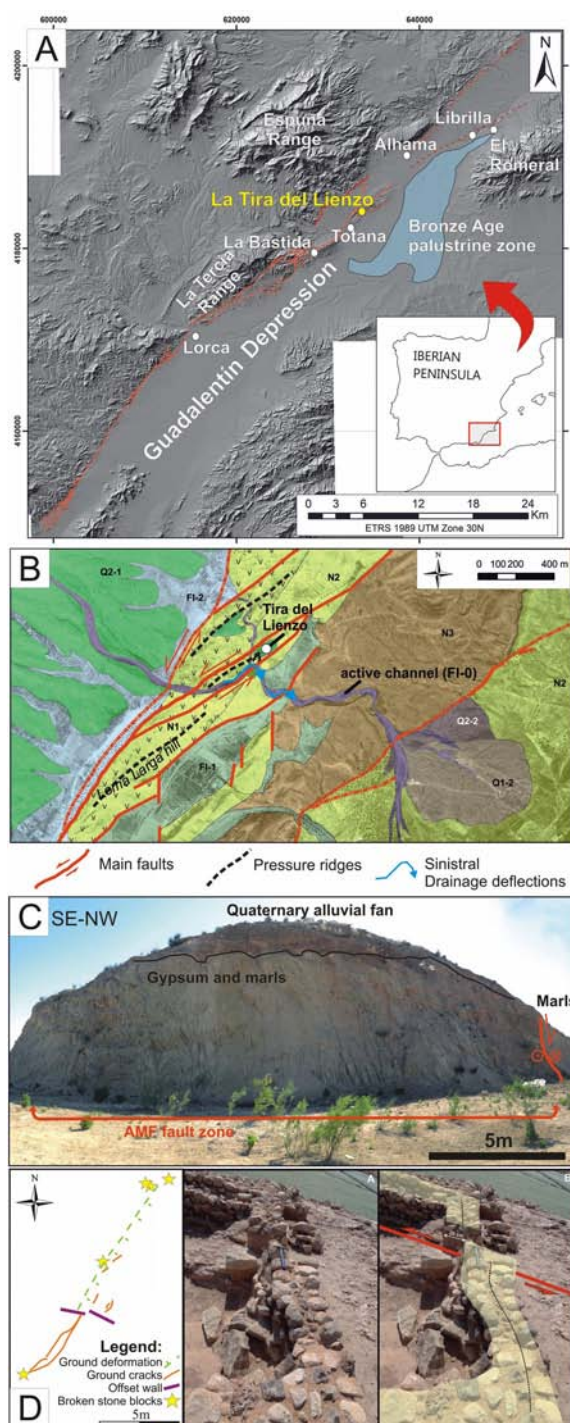


Figura 1: A) Situación de La Tira del Lienzo.; B) Situación geológica de La tira del Lienzo (N1-N3, basamento neógeno; Q1-Q2-2, abanicos aluviales cuaternarios; F10-F1-2, relleno fluvial cuaternario); C) Interpretación geológica del cerro donde se encuentra el yacimiento; D) Detalle del muro dislocado con relación con los otros EAT.

Figure 1: A) La Tira del Lienzo Site; B) Geological setting of La Tira del Lienzo (N1-N3, Neogene basement; Q1-Q2-2, Quaternary alluvial fans; F10-F1-2, Quaternary fluvial infill; AMF fault traces in red, dashed (inferred traces); C) Geological interpretation of the pressure-ridge where La Tira del Lienzo is set; D) Detail of the offset wall in relationship with the other EATs.

LA TIRA DEL LIENZO GEOLOGICAL AND ARCHAEOLOGICAL SETTING

Geology and Geomorphology

The archaeological site is founded on strongly cemented, fairly deformed and uplifted Quaternary

alluvial fan deposits, on the top of a small hill developed just on one of the main traces of the Alhama de Murcia Fault (AMF; Fig. 1B, C). In this zone the fault has an overall ENE-WSW trend and a mainly left-lateral to reverse kinematics. Uplifted Quaternary alluvial fan deposits in which the archaeological remains display thick (1-2 m) calcrete soil profiles, which on the basis of regional approaches to alluvial fan sequences and calcrete development (Alonso Zarza and Silva, 1998) developed from the Early-Middle Pleistocene transit (c. 780 kyr). Alluvial fan deposits record an accumulated uplift of c. 8-7 m and the adjacent Siquilla rambla-creek (60 m away from the site) displays a noticeable left-lateral displacement of 23-20 m (Fig. 1B) from this same-time span (c. 780 kyr; Silva, 1994). Data reported by this author suggest the record of average uplift rates of c. 0.010 mm/yr and average left-lateral slip rates of c. 0.030 – 0.026 mm/yr for this time-span.

Archaeology and Geoarchaeology

La Tira del Lienzo is a Bronze Age small settlement, belonging to the archaeological group of the Argar. This society was developed between 2200 and 1550 cal BC in the southeast of the Iberian Peninsula (Lull 1983; Lull et al., 2011a). The first human presence in the site is dated 2050 cal BC and the final abandonment of the village took place around 1600/1550 cal BC. Two phases of occupation are present in La Tira del Lienzo, but in this abstract we focus in the second phase (1900-1550 cal BC). The main architectural features of buildings consist of rectangular rooms with dry stone walls 50-60 cm wide made up of rough stone-blocks of decimetric size (Lull et al., 2011b). Dry stone walls are directly set on the rocky ground of the site, constituted by the indurated calcrete soils developed on top of the aforementioned Middle Pleistocene alluvial fan deposits. At present, the preserved remains display dry-set masonry walls, no more than one meter high, in which the archaeoseismic damage subject of this study is recorded.

ARCHEOSEISMOLOGY OF THE SITE

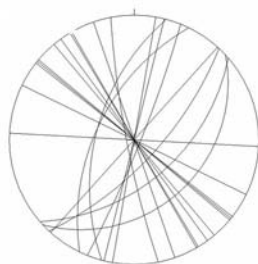
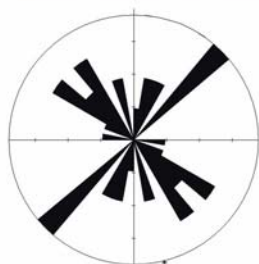
The archaeoseismological analysis of the site have been focused on two main issues: 1) the inventory of Earthquakes Archaeological Effects (EAEs) recorded in the site based on the classification by Rodríguez-Pascua et al. (2011); and 2) the structural analysis of both the observed fractures and the AMF fault zone.

Earthquake archaeological Effects (EAEs)

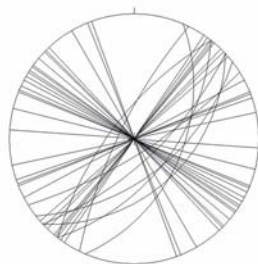
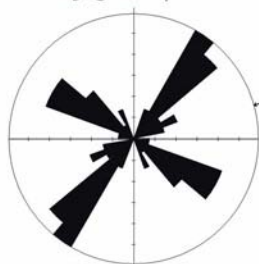
Four types of the EAEs are recorded in the site: (a) rocky ground fractures; (b) broken stone boulders; (c) offset/folded walls (Fig. 1D); and (d) seismic uplift/subsidence (Fig. 1D). The two first identified EAEs (a) and (b) are not described in the classification of Rodríguez-Pascua et al. (2011), but mainly because the constructive type (dry set masonry) and building material (rough stone blocks) featuring the site were not considered by these authors. These two new possible EAEs have their equivalent in the classification of Rodríguez-Pascua et al. (2011), affecting other constructional materials. Rocky ground fractures (a) developed in the natural floor of the house correspond to the “regular and irregular fractures and folds in pavements” of Rodríguez-Pascua et al. (2011). The broken boulders

(b) recorded in the dry stone walls at this site are equivalent to the “penetrative fractures in masonry blocks” of the aforementioned authors.

Stone Blocks Fractures



Rocky ground fractures



Alhama de Murcia fault

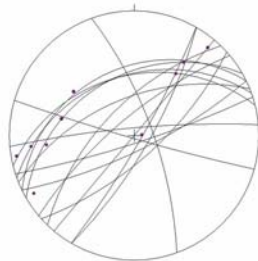
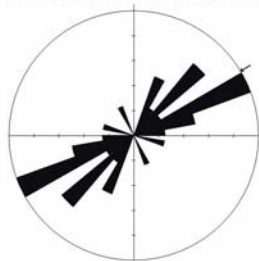


Figura 2: Diagramas de rosas del análisis estructural
Figure 2: Stereographic projections and rose diagrams

Structural analysis performed in all the fractures reveals the occurrence of two consistent main NE-SW and NW-SE orientations of fracturing in both data sets (Fig. 2). The NE-SW dominant orientation coincides with the AMF fault data orientations in the talus slope located in the northern edge of the site (Fig. 1C; 2). Therefore these consistent fault and fracture orientations indicate that the generation of the analyzed fractures was related to fault activity. Otherwise, the mere ruin of the buildings by other causes will produce randomly oriented wall displacements and fractures in dry stone wall boulders. Coseismic left-lateral displacement and differential uplift would trigger a case of on-fault ground failure favoring the destruction of the upper half of the walls but preserving the deformation in the lower half of the walls as indicated in analytical analyses of dry-set masonry constructions (Senthivel et al., 2006; Colas et al., 2013).

DISCUSSION: PALAEOSEISMIC ANALYSIS

The presence of the EAEs suggests at least the occurrence of one earthquake since 1,900 BC. Based on the left-lateral displacement recorded by the offset wall (18 cm) and the apparent surface uplift in the site (5-8 cm) related to the NE-SE fracture system affecting the site (Fig. 1D), it is possible to develop numerical approaches on the size and slip rates of the suspected palaeoseismic event.

The application of magnitude-displacement empirical relationships (e.g. Wells and Coopersmith, 1994) to the ground rupture data would imply the occurrence of an earthquake 5.7 – 6.0 Mw coherent to the theoretical seismic potential of the Totana-Alhama fault segment (5.9 – 6.5 Mw; Martínez-Díaz et al., 2012). The application of the ESI-07 intensity scale to the surface deformation data will imply the occurrence of a palaeoseismic event of XI ESI-07 intensity. This scale considers the occurrence of surface faulting for this minimum intensity value, giving place to ground ruptures over few kilometers, with offsets of several centimeters and coseismic uplift of only few centimeters.

On the other hand, the resulting fault slip-rate ranges between 0.031 and 0.33 mm/yr for the last 3,550 years. However, the striae pitch orientations measured in the fault (10°-45°) make possible to estimate net lateral slip-rates between 0.033 and 0.036 mm/yr. On the other side, the surface differential uplift recorded in the site (5-8 cm) results in vertical slip-rates between 0.014 and 0.022 mm/yr. These values are smaller than those reported by previous palaeoseismic research in the adjacent segment of the AMF fault (Lorca-Totana), with reported maximum values of c. 0.07 mm/yr, but again in agreement with the theoretical smaller seismic potential of the Totana-Alhama fault segment (Martínez-Díaz et al., 2012). In this case, these are the first slip-rate data for this fault segment, based on field analysis, after the preliminary estimations of Ferrater et al., (2013).

There is no evidence ensuring the eventual abandonment of the settlement caused by an earthquake. Other causes (e.g. belic conflict or social shifting) are considered by La Bastida Project, since no consistent archaeological evidence points to the abrupt abandonment of the site (Lull, Mico, Rihuete, Risch, pers. comm. 2013). Otherwise, the date of the abandonment of the site, 1,550 BC (c. 3,550 BP) matches with relevant palaeoenvironmental changes in the zone, that caused a relevant depopulation around the Guadalentín Depression (Calmel-Avila, 2002). Geoarchaeological analyses indicate that around 3,500 BP tectonic activity of El Romeral rock-bar fault (Librilla) promoted generalized fluvial dissection within the Guadalentín Depression upstream Librilla (Silva et al., 2008; Calmel-Avila et al., 2009). These authors point to a fragmentation and partial disappearance of the Bronze Age palustrine environments, triggered by headward fluvial incision between the localities of Librilla and Totana. El Romeral rock-bar fault is a mainly reverse blind N65-70°E fault considered by some authors (Silva, 1994; Martínez Díaz, 1998) as the prolongation of the Totana-Alhama fault segment beneath the sedimentary filling of the Guadalentín Depression. This fault only outcrops at El Romeral rock-bar site (Librilla) and displays palaeoseismic evidence (sediment perturbation) after 3,885 ± 60 BP (Calmel-Ávila, 2002).

Finally, the date of the abandonment of the site (1,550 cal BC) is consistent with one of the youngest surface faulting palaeoseismic events recorded in the adjacent Lorca-Totana fault segment, dated in 1,760 - 830 cal. BC. (Masana et al., 2004).

CONCLUSIONS

We have identified four different EAE in La Tira del Lienzo site. Two of them are newly reported in this study. The structural analysis of fracture orientations display two main fracture orientations, one of which (NE-SW) matches with AMF fault zone orientation in the area. The main fracture in the site produces a left lateral displacement (18 cm). The rupture coincides with an apparent differential uplift of (5-8 cm). The recorded deformation is consistent with a Mw 5.7 – 6.0 and intensity IX ESI-07 palaeoseismic event. The estimated net lateral slip-rates range between 0.033 and 0.036 mm/yr and are the first reported for this fault segment. The estimated size parameters and recorded displacements will cause significant ground failure and the nearly destruction of the site built on-fault. This work give the first evidence of surface rupture recorded by means of archaeoseismological analysis in the Iberian Peninsula and report numerical data on the seismic potential of the analysed fault segment of the AMF, previously only characterized from theoretical approaches.

Acknowledgements: This research was founded by SHAKE CGL2011-30005-C02-02 and QTECTBETICA CGL2012-37581-C02-01 projects. We thank the entire team of La Bastida (directors: Lull, Micó, Rihuete-Herrada, Risch) for all the provided information. La Bastida is supported by the projects: HUM2006-04610, HAR2011-25280, TSI-070100-2008-133 and 2009SGR778. We are very grateful to: Mari Hernández, Antonio Caño and Nil Domínguez.

Referencias bibliográficas

- Alonso-Zarza, A.M., Silva, P.G., Goy, J.L., Zazo, C. (1998). Fan-surface dynamics, plant-activity and calcrete development: Interactions during ultimate phases of fan evolution in the semiarid SE Spain (Murcia). *Geomorphology*, 24, 147-167.
- Calmel-Avila, M. (2002). The Librilla "rambla" an example of morphogenetic crisis in the Holocene (Murcia, SE Spain). *Quaternary International*, 93-94: 101-108.
- Calmel-Avila, M., Silva, P.G., Bardají, T., Goy, J.L., Zazo, C. (2009). Drainage system inversion in the Guadalentín Depression during the Late Pleistocene - Holocene (Murcia, Spain). In: *Romero C. et al. (eds) Advances in Studies on Desertification*. Serv. Pub. Univ. Murcia, Spain.
- Colas, A.S., Morel, J.C., Garnier, D. (2013). Assessing the two-dimensional behaviour of drystone retaining walls by full-scale experiments and yield design simulation. *Géotechnique*, 63 (2), 107–117.
- Echeverría, A., Khazaradze, G., Asensio, E., Gárate, J., Suriñach, E. (2012). Deformación cortical de las Béticas Orientales observada mediante GPS y su relación con el terremoto de Lorca. *Física de la Tierra*, 24, 113-127.
- Ferrater, M., Ortuño, M., Masana, M., Silva, P.G., Rodríguez-Pascua, M.A., Booth-Rea, G., Azañón, J.M., (2013). Archaeoseismology in a Bronze aged settlement: La Tira del Lienzo (Totana, Spain). *4th International INQUA Meeting on Paleoseismology, Active Tectonics and Archeoseismology (PATA)*, Aachen, Germany.
- Instituto Geográfico Nacional, IGN (2012). Servicio de información sísmica, catálogo de terremotos [on-line]. Instituto Geográfico Nacional. In: <http://www.01.ign.es/ign/layoutIn/sismoFormularioCatalogo> (on January 2012).
- López-Comino, J.A., Mancilla, F., Morales J., Stich, D. (2012). Rupture directivity of the 2011, Mw 5.2 Lorca earthquake (Spain). *Geophysical Research Letters*, 39, L03301, DOI: 10.1029/2011GL050498.
- Lull, V. (1983). La cultura de El Argar. Un modelo para el estudio de las formaciones económico-sociales prehistóricas. *Akal*, Madrid.
- Lull, V., Micó, R., Rihuete Herrada, C., Risch, R. (2011a). El Argar and the Beginning of Class Society in the Western Mediterranean. In: *Sozialarchäologische Perspektiven: Gesellschaftlicher Wandel 5000-1500 v.Chr. zwischen Atlantik und Kaukasus* (S. Hansen, J. Müller eds). Deutsches Archäologisches Institut, Berlin, 381-414.
- Lull, V., Micó, R., Rihuete Herrada, C., Risch, R. (2011b). Proyecto La Bastida: economía, urbanismo y territorio de una capital argárica. *Verdolay*, 13, 57-70. ISSN: 1130-9776
- Martínez-Díaz, J.J. (1998). *Neotectónica y Tectónica Activa del Sector Centro-Occidental de la Región de Murcia y Sur de Almería (Cordillera Bética – España)*. Tesis doctoral, UCM, Madrid, Spain.
- Martínez-Díaz, J.J., Masana, E., Hernández-Enrile, J.L., Santanach, P. (2001). Evidence for coseismic events of recurrent prehistoric deformation along the Alhama de Murcia fault, southern Spain. *Acta Geologica Hispanica*, 36 (3-4), 315-327.
- Martínez-Díaz, J.J., Masana, E., Hernández-Enrile, J.L., Santanach, P. (2003). Effects of repeated paleoearthquakes on the Alhama de Murcia Fault (Betic Cordillera, Spain) on the Quaternary evolution of an alluvial fan system. *Annals of geophysics*, 46 (5), 775-791.
- Martínez-Díaz, J.J., Masana E., Ortuño, M. (2012) Active tectonics of the Alhama de Murcia fault, Betic Cordillera, Spain. *Journal of Iberian Geology*, 38 (1), 170 -181
- Masana, E., Martínez-Díaz, J.J., Hernández-Enrile, J.L., Santanach, P. (2004). The Alhama de Murcia Fault (SE Spain), a seismogenic fault in a diffuse plate boundary: Seismotectonic implications for the Ibero-Magrebien region. *Journal of Geophysical research*, 109, B01301, DOI:10.1029/2002JB002359.
- Ortuño, M., Masana, E., García-Meléndez, E., Martínez-Díaz, J.J., Štěpánčíková, P., Cunha, P.P., Sohbati, R., Canora, C., Buylaert, J.P. & Murray, A.S. (2012). An exceptionally long paleoseismic record of a slow-moving fault: the Alhama de Murcia fault (Eastern Betic shear zone, Spain). *Geol. Soc. Am. Bull.*, 124 (9–10), 1474–1494. <http://dx.doi.org/10.1130/B30558.1>.
- Rodríguez-Pascua, M. A.; R. Pérez-López, J. L. Giner-Robles, P. G. Silva, V. H. Garduño-Monroy, & K. Reicherter, (2011). A comprehensive classification of earthquake archaeological effects (EAE) in archaeoseismology: application to ancient remains of roman and mesoamerican cultures. *Quaternary International*, 242, 20-30.
- Senthivel, R., Lourenco, P.G., Vasconcelos, G. (2006). Analytical Modeling of Dry Stone Masonry Wall under Monotonic and Reversed Cyclic Loading. In: *Structural Analysis of Historical Constructions*, (P.B. Lourenço, P. Roca, C. Modena, S. Agrawal, Eds.). New Delhi 2006, pp. 1005-1012
- Silva, P.G. (1994). *Evolución Geodinámica de la Depresión del Guadalentín desde el Mioceno Superior hasta la actualidad: Neotectónica y Geomorfología*. Tesis doctoral UCM, Madrid, Spain. 642pp.
- Silva, P.G., Goy, J.L., Zazo, C., Bardají, T. (1997). Paleoseismic indications along "aseismic" fault segments in the Guadalentín Depression (SE Spain). *Journal of Geodynamics*, 24 (1-4), 105-115.
- Silva, P.G. Borja, F., Zazo, C., Goy, J.L., Bardají, T., De Luque, L., Lario, J., Dabrio, C. (2005). Archaeoseismic record at the ancient Roman City of Baelo Claudia (Cádiz, South Spain). *Tectonophysics*, 408 (1-4): 129-146.
- Silva, P.G., Calmel-Avila, M., Bardají, T., Goy, J.L., Zazo, C. (2008) Transition from alluvial to fluvial systems in the Guadalentín Depression (SE Spain) during the Holocene: Lorca Fan versus Guadalentín River. *Geomorphology*, 100, 144-153.
- Wells, D.L., Coppersmith, K.J. (1994). New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement. *Bull. of the Seismological Soc. of America*, 84, 974–10.



LAS DESTRUCCIONES DEL YACIMIENTO ARQUEOLÓGICO DE VALDEHERREROS-LA AZAFUERA (CELTÍBERO-ROMANO), IMPLICACIONES ARQUEOSISMOLÓGICAS (RIBA DE SAELICES, GUADALAJARA, ALTO TAJO, ESPAÑA)

The destructions of the archaeological site of Valdeherrer-La Azafuera (Celtiberian-Roman Period), archaeoseismological implications (Riba de Saelices, Guadalajara, Alto Tajo, Spain)

M.A. Rodríguez-Pascua (1), C. Heras (2), A. B. Bastida (2), M.A. Perucha (1), J. L. Giner-Robles (3), P. G. Silva (4), R. Pérez-López (1).

- (1) Instituto Geológico y Minero de España. Madrid. SPAIN. ma.rodriguez@igme.es, ma.perucha@igme.es, r.perez@igme.es
(2) Trébede, Patrimonio Cultural, S.L. Torres de la Alameda. Madrid. SPAIN. cmheras@trebedecultura.com
(3) Facultad de Ciencias, Universidad Autónoma de Madrid. Madrid. SPAIN. jorge.giner@uam.es
(4) Dpto. Geología, Escuela Politécnica Superior de Ávila, Universidad Salamanca. Ávila. SPAIN. pgsilva@usal.es

Resumen: el yacimiento arqueológico de Valdeherrer-La Azafuera, situado en Riba de Saelices (Guadalajara) tiene dos periodos de ocupación: celtibérica y romana. Se han podido identificar dos derrumbes de la explotación alfarera y agrícola. El primero en el s. II AC produjo el abandono de la explotación alfarera, con diferentes efectos arqueológicos de terremotos (EAEs), como el colapso de un horno alfarero lleno de piezas. Existe un hiato estratigráfico de aproximadamente un siglo, hasta que vuelve a ser ocupado ya en época altoimperial romana, para ser destruido en el s. II BD, más de trescientos años después del primer abandono. En este derrumbe también se han podido constatar diferentes EAEs, por lo que se han interpretado dos posibles terremotos que afectaron a este yacimiento en un periodo de unos 300 años.

Palabras clave: Riba de Saelices (Guadalajara), arqueosismología, terremotos, periodo celtibero, periodo romano.

Abstract: the archaeological site of Valdeherrer-La Azafuera is located in Riba de Saelices (Guadalajara), it has two occupational periods: Celtiberian and Roman. It is possible identify two collapses in the ancient farm and pottery facilities. The first one is dated in the 2nd century BC, there are several EAEs like the abandonment of the pottery facilities. There is a stratigraphic gap of approximately one century, until it returns to be already occupied in Roman Imperial period, to be destroyed in the 2nd century AD, more than three hundred years after the first abandonment. Also in this collapse, it is possible observe different EAEs, for this reason we have interpreted two possible earthquakes that hit this site, separated over a period of about 300 years.

Key words: Riba de Saelices (Guadalajara), archaeoseismology, earthquakes, Celtiberian period, Roman period.

INTRODUCCIÓN

El yacimiento de "Valdeherrer-La Azafuera" (Riba de Saelices) se localiza en el Señorío de Molina (Alto Tajo) en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Fig. 1). El yacimiento se encuentra frente a la cueva de Los Casares, en la margen izquierda del arroyo de Valdeherrer en su confluencia con el río Linares/Salado.

Después del abandono del yacimiento en época indígena por destrucción del mismo (s. II BC), la población se desplazó a un cerro cercano. En esta época se produce la invasión romana del territorio y el nuevo modelo impuesto por Roma en la Península Ibérica vuelve a desplazar al asentamiento del cerro a la zona del llano donde estaba en el s. II BC antes de su abandono, donde se encuentra actualmente el yacimiento excavado.

Los trabajos arqueológicos realizados consideran este yacimiento como un asentamiento indígena (Celtibero s. II BC) de hábitat rural dedicado a la alfarería en mayor medida, sobre el cual se desarrolla otro asentamiento de cronología tardorrepublicana - altoimperial (s. IV AD) (Heras y Bastida, 2013). La singularidad del yacimiento estriba en que permite definir no solo los modelos transicionales socioculturales y políticos entre el

mundo tardoindividuo y el romano, sino también los de progresiva aculturación/transculturación reflejados en materiales y estructuras.

FASES DE OCUPACIÓN Y DESTRUCCIONES

Utilizando las fases de ocupación propuestas por Heras y Bastida (2013) se pasa a describir los diferentes EAEs localizados en el yacimiento. Se ha utilizado la clasificación propuesta por Rodríguez-Pascua *et al.* (2011). Los datos se han analizado aplicando las metodologías desarrolladas por Giner-Robles *et al.* (2011 y 2012):

Fase I (Celtibérico tardío s. II BC)

Esta fase corresponde a la ocupación indígena del yacimiento previa a la fase de ocupación romana. En esta época la zona correspondía a una explotación alfarera con construcciones de piedra para el horno y dependencias anexas y adobe y tejados vegetales para las zonas de habitación. De los elementos arqueológicos estudiados en este yacimiento y para esta cronología, se pueden clasificar los siguientes como EAEs:

- Caídas orientadas de muros (Figuras 2 y 3): identificadas especialmente en el horno y parte del habitáculo de servicio anexo al

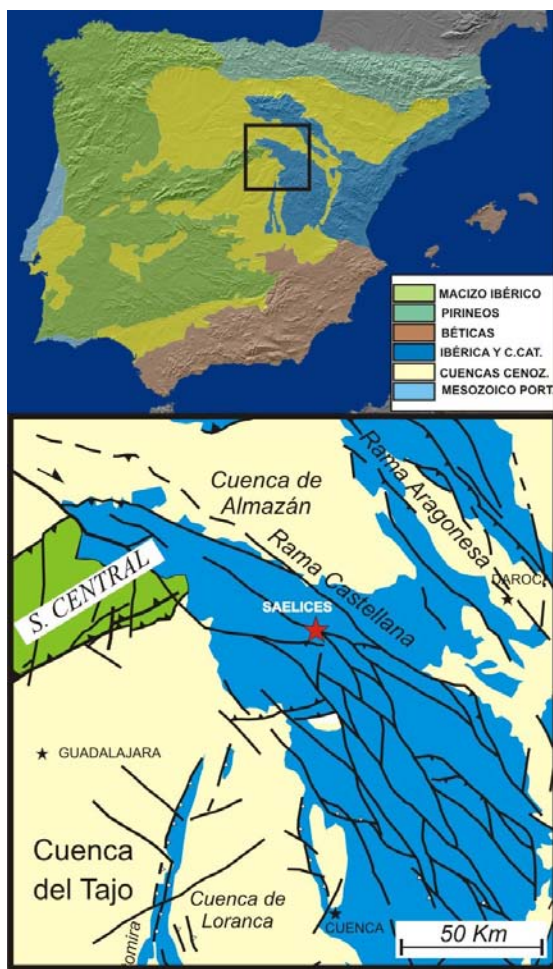


Figura 1. Situación geográfica y geológica del yacimiento arqueológico de Valdeherreros - La Azafuera (Guadalajara).

Figure 1. Geological and geographical location of the archaeological site of Valdeherreros - La Azafuera (Guadalajara).

mismo con dirección y sentido medio de caída hacia los N145°E (33 medidas realizadas de dirección y sentido del colapso).

- Colapso del horno alfarero lleno de piezas. La rotura del horno y el enfriamiento brusco provocó el estallido de las piezas que aparecen muy fragmentadas.
- Baldas de madera con piezas cerámicas aplastadas bajo muros colapsados. Las piezas aparecen ordenadas tal cual estaban en las estanterías, aplastadas por el muro y con la balda de madera que las sustentaba en la parte inferior (Fig. 4).
- Nivel de incendio que cubre el derrumbe con una capa uniforme de 3-4 cm de cenizas, habiéndose encontrado también vigas de sabina carbonizadas por dicho incendio.
- Abandono del asentamiento a finales del s. II AD, trasladando el asentamiento a un cerro próximo.

Fase II (tardorepublicana-altoimperial, s. I BC – II AD)

Esta fase está caracterizada por un cambio constructivo importante en el que los edificios pasan a estar contruidos con piedra unida a seco con

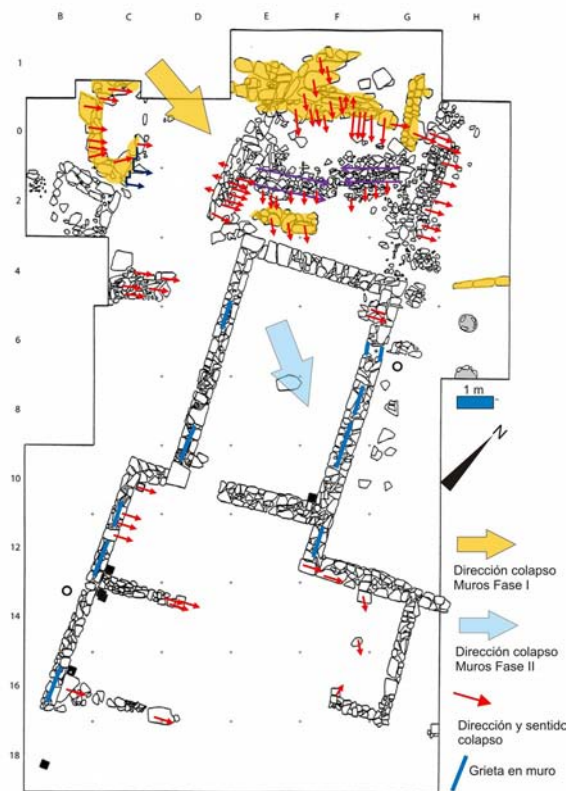


Figura 2. Plano del yacimiento arqueológico de la Valdeherreros - La Azafuera (Guadalajara), donde se representan las caídas orientadas de muros de la Fase I (celtibérica s. II BC) y Fase II (tardorepublicana-altoimperial romana s. II AD).

Figure 2. Map of the archaeological site of Valdeherreros - La Azafuera (Guadalajara), the oriented fall walls are represented during the First Phase (Celtiberian Period 2nd century BC) and the Second Phase (Roman Period, 2nd century AC).

bateado de barro para reforzarlos. Los tejados ya pasan a estar conformados por *tégula* (teja plana) e *imbrex* (teja de media caña). Parte de los materiales de construcción empleados proceden de la ruina del edificio indígena, especialmente de la piedra que



Figura 3. Fotografía de excavación donde se puede observar un muro de piedra colapsado hacia el SE, próximo al horno alfarero de la Fase I (celtibérica s. II BC).

Figure 3. Photography made during the excavation process, it is possible observe an oriented collapsed stone wall towards SE, close to the potter's oven (Celtiberian Period 2nd century BC).

componía el horno alfarero. De los datos extraídos de la excavación arqueológica (Heras y Bastida, 2013) permiten hacer algunas interpretaciones arqueosismológicas habiéndose seleccionado los siguientes EAEs:

- Caídas orientadas de muros: se han medido 47 orientaciones de dirección y sentido de la caída de los muros colapsados, obteniendo una dirección media de colapso hacia el SE (Fig. 2).
- Estratigrafía arqueológica invertida: se puede observar como los restos de los muros están por debajo de los del tejado. Cuando se produce una ruina por abandono o incendio lo primero que ocurre es el colapso de la techumbre y luego el de los muros, sin ninguna orientación determinada (Fig. 5). Un empuje lateral de los muros hace que estos caigan antes que el tejado, que colapsa sobre los mismos, como en el caso de derrumbes generados por terremoto. En colapsos por ruina y abandono las tejas suelen ser expoliadas antes de su destrucción, para su uso en otras construcciones, en este yacimiento apareció prácticamente completo el tejado, con las *tégulas* muy fragmentadas.
- Muros colapsados atrapando elementos de valor: como es el caso de herramientas de hierro (Fig. 6). Se localizaron durante la excavación un conjunto de herramientas de 14 piezas, en la parte N de la construcción

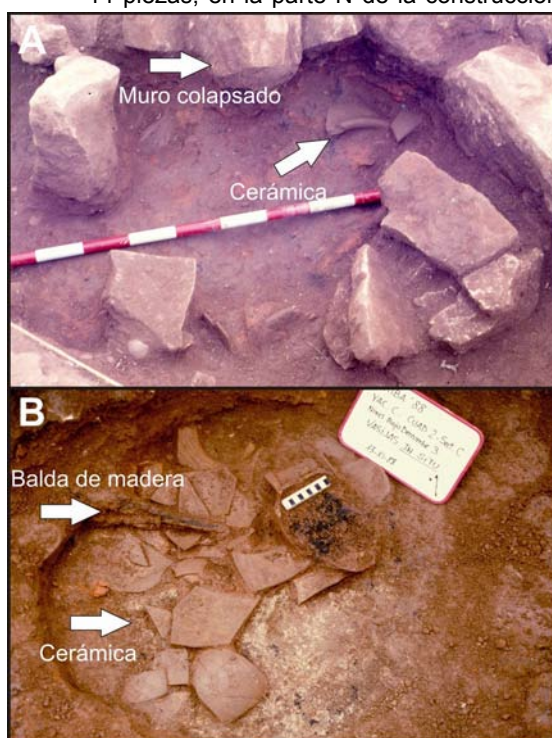


Figura 4. Balda de madera con piezas cerámicas aplastadas bajo el colapso de un muro de piedra. A) muro de piedra antes de ser retirado, con restos de cerámica debajo y B) piezas de cerámica y balda de madera visibles tras ser retirado el muro de piedra (Fase I (celtibérica s. II BC).

Figure 4. Wooden shelf with ceramic pieces crushed under a collapsed stone wall. A) stone wall before being retired with pottery fragments below and B) ceramic and wood shelf visible after being removed the stone wall (Celtiberian Period 2nd century BC).

romana, compuestas por un pico, escoplos, punzones, etc. Estos se encontraban dispuestos en perfecto orden, paralelos entre sí y situados encima de lo que parece un banco corrido. Todos ellos quedaron atrapados bajo el muro colapsado en este orden. Los elementos de hierro eran de gran valor en esta época, ya que incluso la producción de hierro era regulada por el imperio para controlar la producción de armas. Por lo que su abandono accidental es poco probable.

- Incendio: todo este nivel estratigráfico está sellado por una capa de cenizas asociadas a un incendio del conjunto, en el que también se han encontrado vigas de sábina carbonizadas. Los incendios se pueden producir de forma accidental o por colapso de la estructura, donde el hogar estaba encendido durante todo el día para los diferentes usos domésticos y el colapso de la techumbre produciría el incendio de los restos.



Figura 5. Muro de piedra romano colapsado hacia el SE (Fase II tardorepublicana-altoimperial romana s. II AD). El muro cae directamente sobre el enlosado romano y tiene *tégulas* por encima, lo cual indica una estratigrafía inversa. Figure 5. Roman stone wall collapsed towards SE (Roman Imperial Period, 2nd century AD). The wall falls directly on the Roman pavement and it has tegulae above, indicating a reverse stratigraphy.

Fase III (bajoimperial – tardorromano, s. II-IV AD)

Después del derrumbe e incendio del asentamiento sus habitantes reconstruyen la explotación agrícola y pasa a tener un uso de villa rústica, posiblemente dedicada al monocultivo (Heras y Bastida, 2013). En la reconstrucción aparecen varios elementos que podrían ser considerados efectos postsísmicos según la clasificación de Rodríguez-Pascua *et al.* (2011):

- Refuerzo de los muros con lajas de caliza verticales situados de forma paralela a las paredes y situados en la parte externa.
- Cambio del sistema de cimentación en el que se cambia la disposición de las lajas de ser horizontales a disponerlas en vertical para el arranque de los muros.

El asentamiento presenta ocupación hasta época islámica de forma ininterrumpida, e incluso después de la reconquista, sin que se hayan observado evidencias de posibles destrucciones posteriores asociadas a terremoto ni a ninguna otra causa.

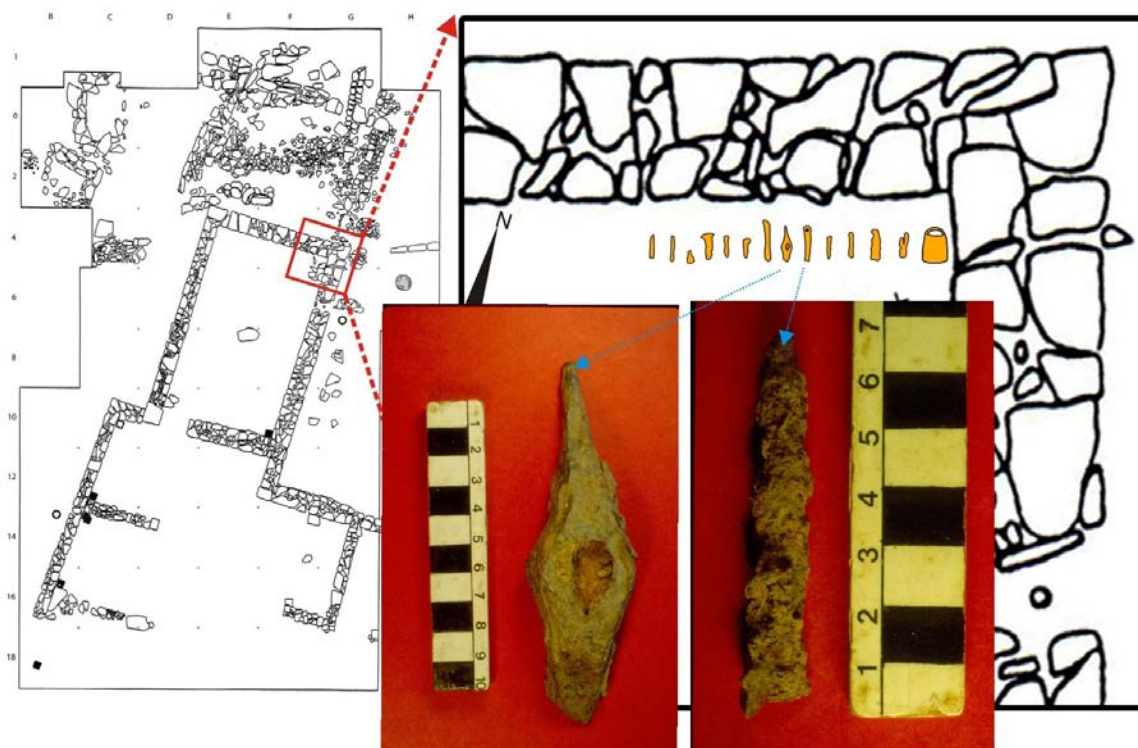


Figura 6. Muro de piedra romano colapsado hacia el SE (Fase II tardorepublicana-altoimperial romana s. II AD). El muro atrapa en su caída a un conjunto de 14 herramientas de hierro dispuestas en orden y paralelas entre sí.

Figure 6. Roman stone wall collapsed towards SE (Roman Imperial Period, 2nd century AD). The wall buried to a set of 14 iron tools during the collapse, the iron tools were arranged parallel and in order.

CONCLUSIONES

Las evidencias arqueosismológicas estudiadas en este trabajo podrían indicar la presencia de dos terremotos separados 350-400 años que afectaron a este asentamiento en los siglos II BC y II AD. El primer terremoto (s. II BC) afectó a un asentamiento alfarero indígena prerromano en el que se han identificado muros colapsados y orientados, colapso de horno alfarero lleno de piezas, material cerámico ordenado en baldas y aplastado por el colapso de muros y nivel de incendio que sella esta etapa, con un abandono del asentamiento y una falta de registro arqueológico inferior a un siglo. El segundo terremoto (s. II AD) destruyó una explotación agrícola altoimperial romana, con caídas orientadas de muros, herramientas férreas ordenadas debajo de los muros colapsados, estratigrafía arqueológica invertida (muros colapsados debajo de la techumbre) y nivel de incendio. Después de este derrumbe la explotación agrícola pasa a ser una villa rústica y tiene presencia ininterrumpida de ocupación hasta época islámica y medieval, sin que se hayan registrado con posterioridad eventos catastróficos en la misma. Ninguno de estos dos terremotos se puede correlacionar con eventos clasificados en los catálogos oficiales de terremotos. Por tanto, la arqueología se muestra como una herramienta válida para la identificación de terremotos y cubrir periodos de tiempo en los que la falta de registro histórico no ha dejado constancia de dichos eventos "perdidos".

Agradecimientos: Este trabajo ha sido financiado por los proyectos de investigación CATESI-07 (IGME) y MINECO CGL2012-37281-C02.01 (USAL). Es una contribución del Grupo de trabajo QTCT-AEQUA.

Referencias bibliográficas

- Heras, C. y Bastida, A.B. (2013). Cambio cultural/romanización en la paramera alcarreña: el hábitat de "Valdeherrereros-La Azafuera" (Riba de Saelices, Guadalajara). En: *La romanización en Guadalajara, arqueología e historia*. (M.L. Cerdeño, E. Gamo y T. Sagardoy, Eds.). Ed. La Ergástula, Madrid (España), 189-210.
- Giner-Robles, J.L., Silva Barroso, P.G., Pérez-López, R., Rodríguez-Pascua, M.A., Bardají Azcárate, T., Garduño-Monroy, V.H., y Lario Gómez, J. (2011). Evaluación del daño sísmico en edificios históricos y yacimientos arqueológicos. Aplicación al estudio del riesgo sísmico. Proyecto EDASI. Serie Investigación. Fundación MAPFRE, 96 pp.
- Giner-Robles, J.L., Pérez-López, R., Silva, P.G., Rodríguez-Pascua, M.A., Martín-González, F., Cabañas, L. (2012). Análisis estructural de danos orientados en el terremoto de Lorca del 11 de mayo de 2011. Aplicaciones en Arqueosismología. Boletín Geológico y Minero de España, 123 (4): 503-513.
- Rodríguez-Pascua, M.A., Pérez-López, R., Silva, P.G., Giner-Robles, J.L., Garduño-Monroy, V.H., y Reicherter, K. (2011). A Comprehensive Classification of Earthquake Archaeological Effects (EAE) for Archaeoseismology, *Quaternary International*, 242, 20-30.

Sesión 4: Técnicas avanzadas en el estudio de los parámetros de actividad de las fallas activas



CUARZO PULVERIZADO EN LA *FAULT GOUGE* RICA EN FILOSILICATOS DE LA FALLA DE ALHAMA DE MURCIA: ¿UN EFECTO COSÍSMICO?

Pulverized quartz in phyllosilicate-rich fault gouge from the Alhama de Murcia Fault: A coseismic effect?

E. Rodríguez-Escudero (1), J.J. Martínez-Díaz (2, 3), M. Tsige (2), J.L. Giner-Robles (1) y J. Cuevas-Rodríguez (1)

(1) Dept. Geología y Geoquímica, Facultad de Ciencias, Universidad Autónoma de Madrid. c/ Francisco Tomás y Valiente, 7. 28049-Madrid, Spain. emilio.rodriguez@uam.es; jorge.giner@uam.es; jaime.cuevas@uam.es.

(2) Dept. Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense. c/ José Antonio Nováis, 2. 28004-Madrid, Spain. jmdiaz@geo.ucm.es; meaza@geo.ucm.es.

(3) Instituto de Geociencias IGEO (CSIC, UCM), c/ José Antonio Nováis, 2. 28040-Madrid, Spain.

Resumen: El estudio microtectónico de la *fault gouge* asociada a la Falla de Alhama de Murcia (FAM) permite conocer el comportamiento sismotectónico de la falla en tiempos pasados. La presencia de texturas pseudodúctiles sugiere, para estas rocas frágiles, un comportamiento de tipo creep asísmico. Sin embargo, la presencia de cuarzos pulverizados en la *fault gouge* podría indicar la ocurrencia de terremotos que irrumpen estos periodos de calma sísmica. Una pulverización cosísmica, producida por una caída drástica de los esfuerzos normales al paso de las ondas sísmicas, parece el mecanismo más coherente para explicar las características microestructurales de los cuarzos pulverizados. Asimismo, estudios recientes sobre la dinámica de rotura de la FAM durante el terremoto de Lorca de 2011, muestran una directividad de propagación de la ruptura que podría respaldar la hipótesis de pulverización cosísmica.

Palabras clave: Falla de Alhama de Murcia, *fault gouge*, cuarzo pulverizado, microtectónica.

Abstract: The microtectonic analysis of fault gouge from Alhama de Murcia Fault (AMF) allows us to understand the seismotectonic behavior during former times. The presence of pseudo-ductile textures in these brittle fault rocks suggests an aseismic creep behavior. However, the presence of pulverized quartz in fault gouge could indicate the occurrence of earthquakes that disrupt these periods of seismic calm. A coseismic pulverization, produced by a normal stress drop when seismic waves passing through the rocks, seems the most suitable explanation for the microstructural characteristics of pulverized quartz. Also, recent studies on the rupture dynamics of the FAM, during the 2011 Lorca earthquake, show a directivity of the rupture propagation that could support the hypothesis of coseismic shattering.

Key words: Alhama de Murcia Fault, fault gouge, pulverized quartz, microtectonics.

Las rocas de falla generalmente presentan una estructura interna que puede constituir una importante fuente de información sobre el comportamiento sismotectónico de las fallas en el pasado. Aunque distinguir entre estructuras sísmicas y asísmicas es complicado, a veces la presencia de ciertos indicadores puede ayudar a discernir entre uno y otro comportamiento. Tal es el caso de las rocas pulverizadas asociadas a grandes fallas. Aunque el mecanismo que genera la pulverización es todavía discutido, las rocas pulverizadas son habitualmente consideradas como un indicador paleosísmico. Esta interpretación se fundamenta principalmente en que las rocas pulverizadas, aunque presentan una intensa microfracturación y consiguiente pérdida de cohesión, no parecen afectadas por una deformación por cizalla significativa y mantienen todavía los límites de grano y la fábrica original del protolito (Dor et al., 2006; Mitchell et al., 2011; Rempe et al., 2013). Sin embargo, se ha observado que fallas activas en el sureste de España, como la Falla de Carboneras (FC) (Rutter et al., 2012) o la Falla de Alhama de Murcia (FAM), exhiben clastos de cuarzo pulverizados que se muestran cizallados, y habitualmente desarrollan texturas de estilo dúctil más típicas de una deformación asísmica de tipo *creep* (Rodríguez-Escudero et al., 2012). Así pues, lo que *a priori* podría interpretarse como un signo evidente de comportamiento sísmico, no es tan obvio

para estas fallas del sureste ibérico. En este trabajo discutimos el mecanismo de pulverización de los cuarzos cizallados presentes en la FAM, a partir de la combinación de nuevas observaciones de campo y el análisis microtectónico de los cuarzos. El objetivo es conocer el comportamiento sismotectónico de la FAM en el pasado y compararlo con el comportamiento actual, que se deduce de estudios recientes.

La FAM es una de las fallas más activas de la Península Ibérica, y junto con otras fallas del SE de la Cordillera Bética, como la FC, constituye la Zona de Cizalla de las Béticas Orientales (Fig. 1a), una gran estructura cortical que desde finales del Neógeno absorbe gran parte de la convergencia (4-5 mm/año) entre la placa Africana y la placa Ibérica. Históricamente esta zona ha registrado terremotos de gran intensidad, relacionados con la actividad de estas fallas. En el caso de la FAM, son varios los terremotos históricos de intensidad superior a VI los que se le atribuyen (p.e. Lorca 1579 y 1674; Fig. 1b). En periodo instrumental, el SE bético se caracteriza por la ocurrencia de terremotos poco profundos y magnitud moderada, aunque capaces de generar enormes daños (Rodríguez-Escudero et al., 2013). El ejemplo más reciente es el terremoto de Lorca de 2011 que, a pesar de su moderada magnitud, fue más destructivo de lo que cabe esperar para un terremoto de magnitud 5,2 Mw.

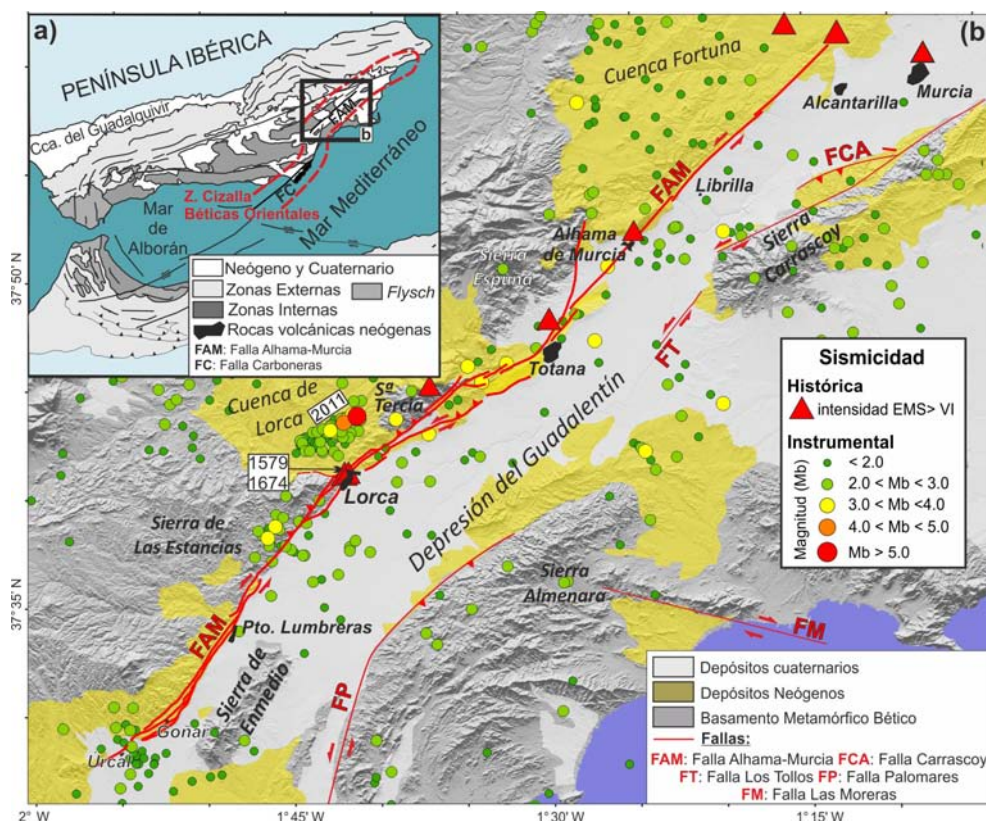


Figura 1: a) Esquema geológico de la Cordillera Bético-Rifeña sobre el que se señala con línea roja discontinua la Zona de Cizalla de las Béticas Orientales. b) Mapa geológico del SE de la Cordillera Bética sobre el que se ha proyectado la sismicidad histórica e instrumental asociada a la FAM. Los cuadros blancos indican las fechas de los terremotos históricos acaecidos en las proximidades de Lorca, así como la serie sísmica asociada al terremoto de 2011.

Figure 1: a) Geological map of Betic-Rif Cordillera, on which is indicated the Eastern Betic Shear Zone by dashed red line. b) Geological map of the eastern Betic Cordillera on which the historical and instrumental seismicity associated with the Alhama de Murcia Fault is projected. White squares indicate dates of historical earthquakes occurred close to Lorca, and the 2011 Lorca series.

La FAM es un gran desgarre sinistral de dirección NE-SO, con una fuerte componente inversa que es evidenciada por la diferencia topográfica que limita a lo largo de todo su trazado, separando la Depresión del Guadalentín de los relieves alineados de la Sierra de Las Estancias, Sierra de La Tercia y Sierra Espuña (Fig. 1b). La FAM pone en contacto las rocas del basamento metamórfico bético, que afloran en estas sierras, con los depósitos miocenos y post-miocenos que rellenan regionalmente las cuencas cenozoicas. En el contacto, la FAM incluye una amalgama de todos estos materiales, dando origen a una zona de falla muy heterogénea que localmente supera los 150 metros de espesor. La zona de daño presenta un bandeo tectónico, formado por materiales que se intercalan sub-paralelos a la zona de falla. El bandeo pone en contacto rocas y depósitos con un comportamiento reológico muy contrastado. Mientras los materiales más competentes muestran una deformación frágil, los menos competentes se acomodan a su alrededor de forma plástica (Fig. 2a). No obstante, puede verse cómo ambos estilos deformationales son consecuencia de una cizalla frágil, caracterizada por una fracturación de tipo *Riedel* (Fig. 2b). Los planos de cizalla Y se prolongan subparalelos a la zona de falla, facilitando el transporte a lo largo de la FAM, mientras las estructuras oblicuas (principalmente planos P, R y R') segmentan y acomodan la

deformación entre planos Y contiguos. Con el progreso de la cizalla, la acción conjugada de los diferentes *sets* de fracturas, junto con las diferencias reológicas entre materiales, permiten la reorientación de depósitos y rocas a lo largo de la FAM, llegando a desarrollar a veces estructuras sigmoidales (Fig. 2c y 2d), que constituyen claros indicadores cinemáticos.

Cuando la cizalla afecta a esquistos y filitas del basamento bético, se desarrolla una *fault gouge* rica en filosilicatos que presenta una foliación muy marcada y una densa fracturación *Riedel*. Habitualmente su presencia se restringe al contacto con los esquistos grafitosos del Complejo Alpujárride, con los cuales se ha relacionado mineralógicamente mediante difracción de rayos X (Fig. 3). Esta *fault gouge* constituye el núcleo de falla donde se concentra gran parte de la deformación por cizalla. La *fault gouge* se desarrolla en una banda de ~10 m entre Puerto Lumbreras y Lorca, y hacia Totana se separa en varias ramas (centimétricas a métricas) de orientaciones *Riedel* que se entrelazan de manera anastomosada envolviendo grandes bloques de protolito.

La *gouge* incluye en toda su extensión clastos de cuarzo pulverizados procedentes de venas cuarcíticas que atraviesan los esquistos grafitosos. Los clastos, de hasta 30 cm de longitud mayor, se

presentan embebidos en la *fault gouge* y con límites muy netos (Fig. 3a y 3b). A simple vista se muestran altamente fracturados y sin cohesión, desmoronándose en partículas submilimétricas con el mínimo roce (textura de "azúcar glas"). Los cuarzos se muestran muchas veces como estructuras sigmoidales (Fig. 3a) que evidencian deformación por cizalla y rotación de los clastos, por lo que es difícil atribuir *a priori* un origen cósmico para la pulverización. Además, un estudio microtectónico realizado con anterioridad en la *gouge* de la FAM (Rodríguez-Escudero et al., 2012) demostró que, aunque su textura es más típica de rocas de falla dúctil, su origen es estrictamente frágil, formado por multitud de fracturas secundarias. El comportamiento frágil del cuarzo restringe la génesis de la *fault gouge* a la corteza sismogénica, donde el desarrollo de texturas pseudodúctiles implica velocidades de deformación muy bajas, coherentes con un comportamiento asísmico de tipo *creep*. Efectivamente, el desarrollo de sigmoides de cuarzo en régimen frágil parece el resultado de una deformación asísmica por cizalla progresiva pero, ¿el origen de la pulverización también lo es?

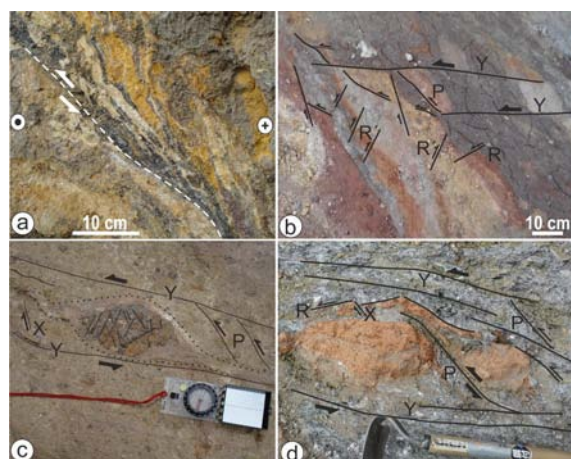


Figura 2: Características estructurales de la zona de daño de la FAM. a) Deformaciones pseudo-dúctiles en materiales granulares junto a un bloque rígido de esquistos béticos. b) Sección horizontal que muestra la intercalación de materiales a partir de fracturas Riedel. c) Sigmoide formado por yesos, arcillas, arenas y gravas del Mioceno que circundan un "núcleo" de carbonatos permo-triásicos muy fracturados. d) Sigmoides de margas naranjas paleógenas incluidas en filitas y esquistos permo-triásicos.

Figure 2: Structural features of the damage zone from the FAM. a) Pseudo-ductile deformation in granular materials bordering a rigid block of betics schists. b) Horizontal section of damage zone showing the insertion of several materials from Riedel fractures. c) Sigmoidal structure formed by gypsum, clay, sands and gravels (Miocene) surrounding a fractured "core" of Permo-Triassic carbonates. d) Sigmoidal structure formed by Paleogene orange marl included into Permo-Triassic phyllites and schists.

En afloramiento, generalmente los cuarzos embebidos en la *fault gouge*, independientemente de su tamaño y morfología, se presentan completamente pulverizados. La ausencia de una fracturación zonada en clastos con bordes angulosos, y aparente carencia de cizalla (Fig. 3b), así como la ausencia de un núcleo poco fracturado en el centro de estructuras sigmoidales, como cabría esperar ante una pulverización por cizalla

progresiva, señalan al mecanismo de pulverización instantánea como la opción más plausible.

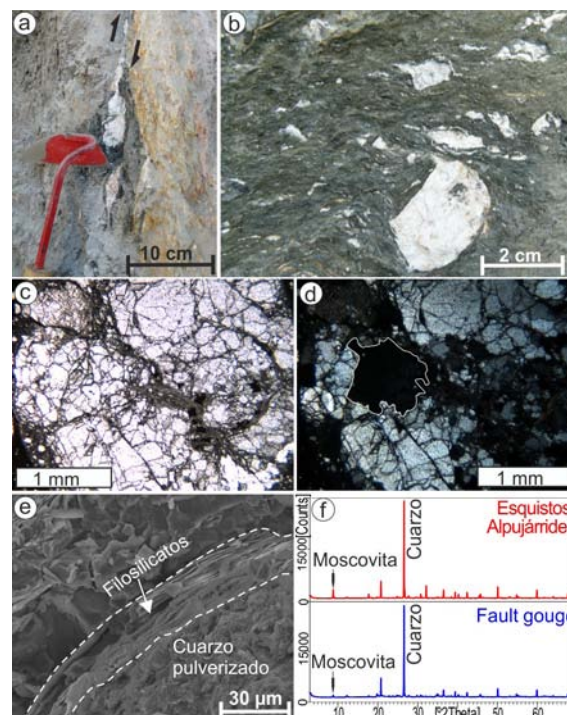


Figura 3: *Fault gouge* asociada a la FAM. a) Sigmoide de cuarzo pulverizado. b) Cuarzos pulverizados embebidos en la *fault gouge*. c) Cuarzo pulverizado visto al microscopio óptico bajo nicoles paralelos. d) Imagen c bajo nicoles cruzados. e) Imagen de microscopio electrónico de barrido del contacto filosilicatos-cuarzo. f) Difractogramas de rayos X de esquistos grafitosos alpujárrides y *fault gouge*.

Figure 3: *Fault gouge* from the FAM. a) Sigmoid of pulverized quartz. b) Pulverized quartz-clasts embedded in *fault gouge*. c) Plane polarized light section of pulverized quartz. d) Crossed polarized view of c. e) SEM image of phyllosilicate-quartz contact. f) XRD diffractograms on Alpujaride schist and *fault gouge*.

El análisis microtectónico de los sigmoides de cuarzo pulverizado revela que, aunque estos se presentan cizallados e intensamente fracturados, algunos todavía conservan un núcleo con los límites de subgrano y la textura original del protolito. La microfracturación que afecta a este núcleo es irregular y sin orientaciones preferentes reconocibles. Las fracturas son generalmente extensionales y apenas presentan desplazamiento, por lo que todavía se reconocen los bordes de subgrano originales cuando se observan las láminas delgadas con nicoles cruzados (Fig. 3c y 3d). Estas mismas características texturales se han relacionado en rocas pulverizadas, asociadas a otras grandes fallas (p.e. Dor et al., 2006; Mitchell et al., 2011), con una dilatación repentina producida por una caída brusca de las tensiones normales al paso del frente de esfuerzos dinámicos asociado a la propagación de las ondas sísmicas. Un mecanismo de pulverización cósmico podría explicar la coexistencia de clastos angulosos sin cizalla y sigmoides de cuarzo totalmente pulverizados, lo que implica que la pulverización podría ser previa al desarrollo de texturas sigmoidales, que se formarían posteriormente por cizalla progresiva. Confinados en una matriz limo-arcillosa rica en filosilicatos, los cuarzos pulverizados se comportan como un único cuerpo rodeado por láminas de filosilicatos (Fig. 3e)

que se deslizan a favor del contacto mientras arrancan fragmentos que se acumulan en las zonas de sombra, formando las “colas” de los sigmoides.

Excepcionalmente pueden verse en lentejones de esquistos cizallados, incluidos en la *fault gouge*, cuarzos parcialmente pulverizados que podrían interpretarse como un estadio inicial de pulverización por cizalla progresiva. Sin embargo, sería raro que estos clastos se conservaran todavía unidos cuando la cizalla consiga reducir los filosilicatos que los rodean a unas pocas micras. Pensamos que en estos casos la pulverización también puede ser cosísmica, pero intrínsecamente relacionada con la fábrica del protolito. La *fault gouge* al desarrollarse bajo un régimen transpresivo, y acorde a la cinemática de la FAM, presenta una fábrica más compacta y ordenada que los esquistos. En ésta los filosilicatos se orientan a favor de las bandas de cizalla *Riedel* y paralelos al borde de los clastos (Fig. 3e). Con el incremento de la cizalla, los filosilicatos se compactan progresivamente contra los bordes hasta que no soportan más deformación y transfieren toda la tensión confinante al interior de los clastos encapsulados por los filosilicatos. A cierta profundidad, siempre que los esfuerzos diferenciales no superen el valor crítico del cuarzo, podemos suponer los cuarzos fuertemente estresados aunque “estables”. En este momento el paso de las ondas sísmicas a través de la roca podría originar un descenso repentino de las tensiones normales y causar la pulverización inmediata del cuarzo (Dor et al., 2006; Mitchell et al., 2011). Por el contrario, los lentejones de esquistos todavía conservan su fábrica original, y los esfuerzos transmitidos por la roca de falla son absorbidos parcialmente por la esquistosidad que rodea a los cuarzos. Los filosilicatos, de mayor tamaño que en la *gouge*, no envuelven homogéneamente los cuarzos y las tensiones no se transfieren a todo el cristal por igual. De modo que, ante una reducción repentina de las tensiones normales al paso de la onda sísmica, la pulverización sólo se concentraría en aquellas zonas del clasto suficientemente estresadas.

Algunos autores (p.e. Mitchell et al., 2011) han observado rocas pulverizadas coincidiendo con zonas de falla que ponen en contacto materiales con características reológicas distintas. El contacto entre estos materiales condiciona la directividad de la rotura y la canalización de las ondas sísmicas a través de capas de mayor velocidad de propagación. A raíz del terremoto de Lorca de 2011 (Mw 5,2), varios autores observaron que la estructura de la FAM determinó la directividad de propagación de la rotura, así como la dirección de propagación de las ondas sísmicas (p.e. Niemeijer y Vissers, 2014). Las ondas S se propagaron a lo largo de la falla y se polarizaron en un plano perpendicular. Este efecto originó, en zonas cercanas a la falla, un pulso de gran amplitud normal a la FAM, al que se atribuyen la mayoría de los daños producidos en la ciudad de Lorca (Martínez-Díaz, et al., 2012). Este comportamiento es coherente con el mecanismo de pulverización que proponemos para los cuarzos asociados a la *fault gouge*, ya que la polarización de las ondas S perpendicularmente a la FAM puede producir una caída drástica de los esfuerzos normales a su paso por la zona de falla.

CONCLUSIONES

La *fault gouge* de la FAM constituye un buen registro del comportamiento sismotectónico de la FAM en tiempos pasados. Su textura pseudodúctil implica una deformación de tipo *creep* asísmico, interrumpida por eventos sísmicos evidenciados por la presencia de cuarzos pulverizados. La pulverización se asocia a una disminución brusca de las tensiones normales al paso de los frentes de cambio de esfuerzos dinámicos generados por el paso de las ondas sísmicas. Durante el terremoto de 2011, la FAM ya demostró su capacidad para canalizar las ondas a lo largo de la falla, posiblemente a través de materiales que se disponen paralelos a ésta. Esto hace pensar que los clastos de cuarzo pulverizado no son sólo indicadores paleosísmicos, sino que también podrían ser testigos de un comportamiento similar al mostrado por la FAM en 2011. Por esta razón deberían tenerse en consideración estas evidencias para futuras evaluaciones de la peligrosidad sísmica en zonas cercanas a fallas con estas mismas características, donde el daño quizás no dependa tanto de la magnitud del terremoto, sino de la direccionalidad de las ondas sísmicas.

De todos modos, sería aconsejable complementar estas observaciones con una cartografía detallada de la zona de falla y perfiles sísmicos, para conocer la estructura de la zona de falla en profundidad y cómo ésta puede condicionar el comportamiento sismotectónico de la FAM.

Agradecimientos: Agradecemos a Fernández, C. sus observaciones constructivas que han contribuido a mejorar este trabajo. Este trabajo se ha realizado bajo el marco del proyecto INTERGEO (CGL2013-47412-C2-1-P).

Referencias bibliográficas

- Dor, O., Ben-Zion, Y., Rockwell, T.K. & Brune, J. (2006). Pulverized rocks in Mojave section of the San Andreas Fault Zone. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 245, 642-654.
- Martínez-Díaz, J.J., Álvarez-Gómez, J., García-Mayordomo, J., Insua-Arévalo, J., Martín-González, F. & Rodríguez-Peces, M.J. (2012). Interpretación tectónica de la fuente del terremoto de Lorca 2011 (Mw 5,2) y sus efectos superficiales. *Boletín Geológico Minero*, 123(4), 441-458.
- Mitchell, T.M., Ben-Zion, Y. & Shimamoto, T. (2011). Pulverized fault rocks and damage asymmetry along the Arima-Takatsuki Tectonic Line, Japan. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 308, 284-297.
- Niemeijer, A.R. & Vissers, R.L.M. (2014). Earthquake rupture propagation inferred from the spatial distribution of fault rock frictional properties. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 396, 154-164.
- Rempe et al., (2013). Damage and seismic velocity structure of pulverized rocks near the San Andreas Fault. *Journal Geophysical Research: Solid Earth*, 118, 1-19.
- Rodríguez-Escudero, E., Martínez-Díaz, J.J., Álvarez-Gómez, J.A., Insua-Arévalo, J.M. & Capote del Villar, R. (2013). Tectonic setting of the recent damaging seismic series in the Southeastern Betic Cordillera, Spain. *Bull. Earthquake Eng.*, doi:10.1007/s10518-013-9551-3.
- Rodríguez-Escudero, E., Martínez-Díaz, J. & Tsige, M. (2012). Deformaciones pseudodúctiles en régimen frágil en una falla activa lenta: la Falla de Alhama de Murcia. Implicación sismotectónica. *GeoTemas*, 13, 1531-1534.
- Rutter, E.H., Faulkner, D.R. & Burgess, R. (2012). Structure and geological history of the Carboneras Fault Zone, SE Spain: Part of a stretching transform fault system. *Journal Structural Geology*, 45, 68-86.



SIMILITUD EN LA DIRECTIVIDAD DE LA RUPTURA SÍSMICA PARA EL TERREMOTO PRINCIPAL Y PREMONITOR DE LORCA, 2011.

Similar rupture directivity for mainshock and foreshock in Lorca, 2011.

J.A. López-Comino (1,2), D. Stich (1,2), J. Morales (1,2), A. Ferreira (3)

- (1) Instituto Andaluz de Geofísica, Universidad de Granada. jalopezcomino@ugr.es.
- (2) Departamento de Física Teórica y del Cosmos, Universidad de Granada.
- (3) Dept. of Earth Sciences, Faculty of Maths & Physical Sciences, University College London, UK

Resumen: La inversión de la fuente sísmica finita del terremoto principal y premonitor ocurridos en Lorca (2011) revelan gran similitud en sus procesos de ruptura. Se ha calculado la deconvolución en el dominio de la frecuencia utilizando como función de Green empírica la réplica mayor (Mw 3.9) para obtener las Funciones Fuentes Aparentes (FFA). Hemos aplicado una nueva estrategia de inversión utilizando modelos de desplazamientos aleatorios para conseguir ajustar estas FFA. En ambos eventos se obtienen modelos con una aspereza localizada hacia el SO del hipocentro, mostrando un carácter unilateral de la propagación de la ruptura hacia la ciudad de Lorca. Estas similitudes en la ruptura estarían condicionadas por las propiedades friccionales de la roca en la falla de Alhama de Murcia (FAM). En este caso, la identificación previa de estos efectos de directividad en terremotos pequeños en esta falla activa como es la FAM podría predecir el comportamiento cinemático para eventos de mayor magnitud.

Palabras clave: Lorca, inversión fuente finita, directividad, función fuente aparente.

Abstract: Finite-fault source inversion reveals great similarity in the rupture processes for the 2011 mainshock and foreshock occurred in Lorca. In a first analysis, the mainshock was characterized from deconvolution in the frequency domain using the foreshock and the aftershock (Mw 3.9) as empirical Green's functions (López-Comino et al., 2012). Now, the point source hypothesis for the foreshock was dropped, and only aftershock recordings were used as empirical Green's functions. Thus, we have obtained Apparent Source Time Functions (ASTF) for mainshock and foreshock. The apparent durations of the two events fit an asymmetric bilateral rupture with the same rupture propagation in direction SW. It has been estimated that the mainshock had a rupture area about 3x3 km and a rupture velocity of 2.95 km/s, while the foreshock shows lower values (2x2 km area and 2.5 km/s rupture velocity). This directivity analysis provides a set of initial parameters for the inversions of full slipmaps. We have developed a new inversion scheme based on a global search among precalculated slipmaps in order to fit the ASTFs. We generated 10000 slip models using a random generator based on the algorithms of Mai and Beroza (2002). We use the L1 norm as objective function to compare the data with synthetic ASTF. The maximum slips were about 50 and 17 cm for mainshock and foreshock respectively. In both earthquakes, slip-maps show one asperity located SW of the hypocenter. These results indicate that rupture propagation was mainly unilateral. These rupture similarities are probably introduced by the frictional properties of the rocks in Alhama de Murcia Fault (AMF). In this case, the prior identification of such directivity effects in small earthquakes at an active fault as the AMF could predict the kinematic behavior for larger events.

Key words: Lorca, finite-fault source inversion, directivity, apparent source time function.

El 11 de Mayo de 2011 se produjo un terremoto de Mw 5.2 cerca de la ciudad de Lorca, Murcia (España), el cual fue precedido horas antes por un evento premonitorio de Mw 4.6. Estos eventos se localizaron a poca profundidad en la falla de Alhama de Murcia, produciendo grandes aceleraciones en Lorca y ocasionando 9 fallecidos y cerca de 300 heridos (Martínez-Díaz et al., 2012; Morales et al., 2013). La inversión de la fuente finita de estos terremotos permite identificar sus propiedades cinemáticas y caracterizar su proceso de ruptura. Sin embargo, si la magnitud del evento es demasiado pequeña generalmente desaparece esta finitud y se considera una fuente puntual. López-Comino et al., (2012) analizaron la directividad de la ruptura del terremoto principal considerando la fuente sísmica del premonitor como fuente puntual. Este estudio obtuvo las funciones fuente aparentes para las ondas P y S en cada estación mediante la técnica de las funciones de Green Empíricas (Hartzell, 1978). Sin embargo, otros estudios revelan el carácter finito de la fuente del premonitor (Santoyo, 2013). En este trabajo descartamos esta hipótesis de fuente puntual y consideramos que el premonitor, al igual que el terremoto principal, tienen su propia fuente finita.

En un primer análisis, se ha aprovechado la buena cobertura azimutal de estaciones sísmicas (Figura 1) para obtener las funciones fuente aparentes del terremoto principal y premonitor aplicando la misma metodología que en López-Comino et al., (2012). Para ello, se realiza una división espectral utilizando sólo como función de Green empírica la réplica de mayor magnitud (Mw 3.9). Los resultados más estables de la deconvolución se obtienen para un nivel de agua entorno a 0.01 y empleando un valor de 10 para el factor de ancho gaussiano. Se realiza un "picking" manual de las duraciones aparentes, donde consideraremos un error de ± 0.05 s. Para los dos eventos, generalmente se observa un pulso bien definido, pero también se pueden apreciar dos pulsos en algunas estaciones situadas hacia el NE del hipocentro, lo que podría indicar cierta heterogeneidad en el plano de ruptura (Figura 3). Los rangos de las duraciones aparentes obtenidas para el evento premonitor corresponden con 0.35 – 0.8 s para las ondas P y de 0.6 – 1.2 s para las ondas S. Estos valores son relativamente inferiores a los ya calculados para el terremoto principal de 0.45 – 1.05 s para las ondas P y de 0.75 – 1.4 para las ondas S (López-Comino et al., 2012). Estos

resultados evidencian la gran semejanza en el comportamiento de la fuente sísmica de ambos eventos sísmicos.

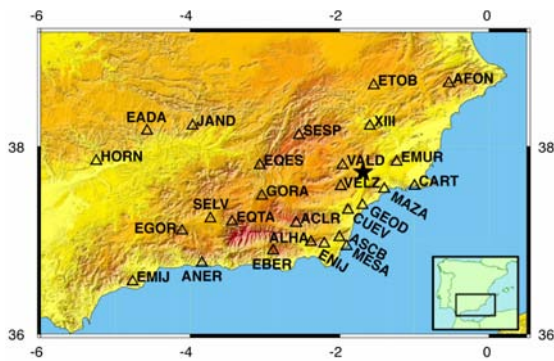


Figura 1: Situación de estaciones sísmicas regionales de banda ancha (triángulos) y localización del terremoto principal (estrella).

Figure 1: Map of near-regional broadband seismic stations (triangles) and Lorca earthquake, Mw 5.2 (star).

Las duraciones aparentes junto con el acimut de cada una de las estaciones sísmicas definen una curva que nos indica si se ha producido una ruptura unilateral o una ruptura bilateral simétrica o asimétrica. Utilizando la parametrización de Cesca et al., (2011), podemos calcular las principales propiedades de la fuente sísmica a partir de estas curvas. Los mejores ajustes obtienen rupturas bilaterales asimétricas para el terremoto principal y premonitor, utilizando como "tiempo de subida" valores de 0,4 s y 0,2 s respectivamente (Figura 2). La ausencia de los resultados obtenidos con el premonitor como función de Green empírica producen una pequeña variación en las características de la fuente sísmica del terremoto principal, pero mantienen las propiedades del proceso de ruptura, dando lugar al mismo efecto de directividad, con un 70% de la propagación de la ruptura en la dirección ~N220°E. Los ajustes de las duraciones aparentes permiten obtener una longitud de ruptura de ~2.7 km y una velocidad de ruptura de ~2.95 km/s. En este caso, si consideramos un área de ruptura de ~9 km² (3 x 3 km) y una rigidez de la corteza de 30 GPa, según la definición de momento sísmico (Aki y Richards, 2002), obtendríamos un desplazamiento cosísmico promedio de ~24 cm. Los valores del momento sísmico empleados en estos cálculos son obtenidos según la metodología descrita en Stich et al., (2003). Para el evento premonitorio, obtenemos una longitud de ruptura de ~2.2 km y una velocidad de ruptura de ~2.5 km/s, con un ~60% de la propagación de la ruptura en dirección ~N203°E. Igualmente, si consideramos un área de ruptura de ~4 km² (2 x 2 km) obtendríamos un desplazamiento cosísmico promedio de ~8 cm. Todos estos parámetros siguen la misma línea que el terremoto principal pero con una cierta reducción de escala. Este análisis previo resulta una buena herramienta para conocer algunas estimaciones de los principales parámetros de la fuente sísmica, los cuales pueden ser utilizados en la posterior inversión de modelos de desplazamientos.

A continuación, se realiza la inversión de fuente sísmica finita para el terremoto principal y premonitor. Para ello se ha desarrollado una nueva estrategia de inversión para ajustar las funciones

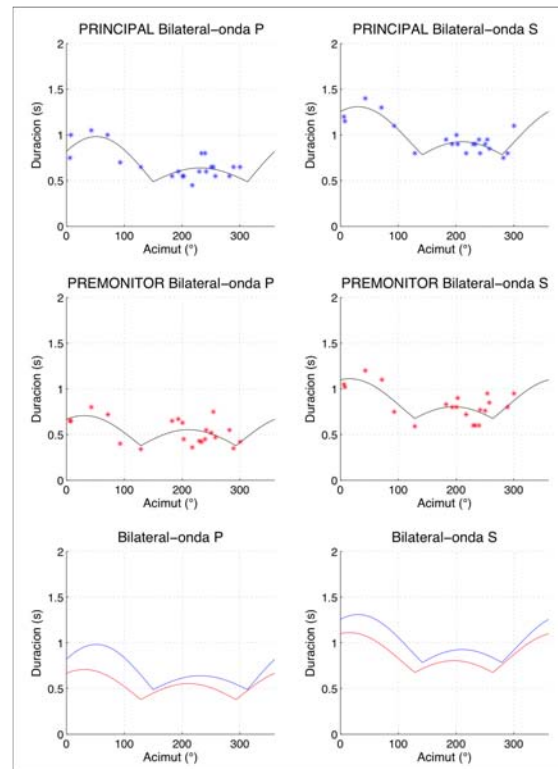


Figura 2: Predicción teórica del tipo de ruptura bilateral asimétrica para las ondas P (primera columna) y las ondas S (segunda columna), dependiendo de las duraciones aparentes y el acimut de cada estación. La primera fila muestra los resultados para el terremoto principal de Mw 5.2 (línea azul), la segunda fila para el premonitor de Mw 4.6 (línea roja) y la tercera fila superpone ambas predicciones teóricas.

Figure 2: Theoretical prediction of the asymmetric bilateral rupture type for P-waves (first column) and S-waves (second column) according to the apparent durations and azimuth of each station. The first row shows the results for the mainshock, Mw 5.2 (blue line), the second row for the foreshock, Mw 4.6 (red line) and the third row overlap both theoretical predictions.

fuentes aparentes que previamente hemos calculado. Se trata de una técnica de búsqueda global que explora el dominio de modelos, compuesto por distribuciones de desplazamiento plausibles. A partir de los trabajos realizados por Mai y Beroza (2002), se utiliza una distribución 2D de Von Karman para describir el espectro de las heterogeneidades en los mapas de desplazamiento y una fase aleatoria para generar posibles modelos mediante síntesis espectral.

Para obtener el tamaño de este espacio, se ha realizado un test que nos permite identificar un cierto umbral a partir del cual comienzan a repetirse de nuevo los mismos modelos según un cierto criterio de semejanza. Este límite se ha marcado en 10000 modelos. La idea es obtener para cada uno de estos modelos de desplazamientos sus correspondientes funciones fuente aparentes sintéticas. Con este propósito, se parametriza el plano de ruptura en una serie de subfallas y se calculan sus correspondientes tiempos de ruptura, dependiendo de la localización de cada estación sísmica y considerando fijas la velocidad de ruptura y el ángulo del desplazamiento relativo. Estos valores junto con los desplazamientos en cada subfalla de cada modelo, nos permiten construir una serie de funciones fuente triangulares,

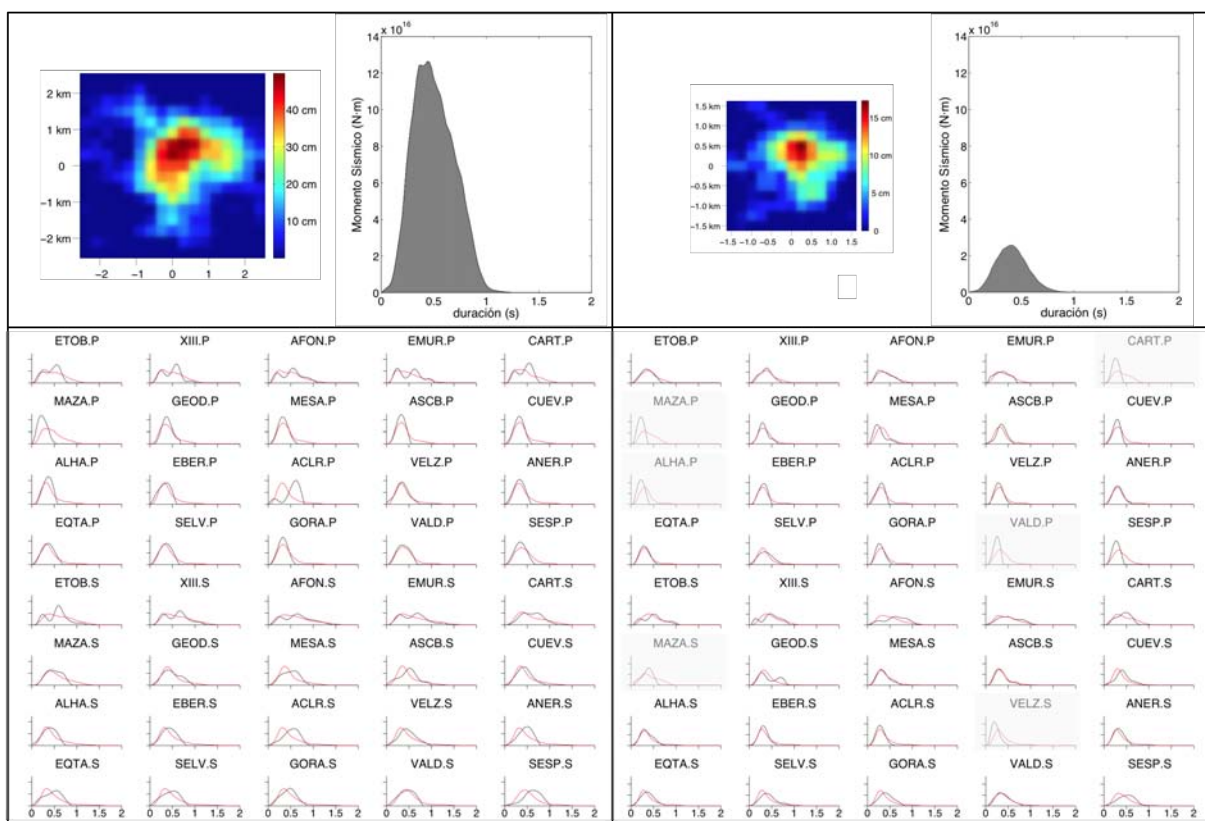


Figura 3: Resultados de la inversión de la fuente sísmica finita para el terremoto principal (lado izquierdo) y para el terremoto premonitor (lado derecho). Se muestra el modelo de desplazamiento, la función fuente y los ajustes de las funciones fuente aparentes sintéticas (línea roja) con los datos observados (línea negra). Los ajustes con fondo transparente se han considerado con peso cero para realizar la inversión. Las estaciones están ordenadas por acimut, mostrando en primer lugar las ondas P y después las ondas S.

Figure 3: Results of the finite-fault source inversion for mainshock (left side) and foreshock (right side). Slip model, source time function, the fit between synthetic ASTF (red line) with the observed data (black line) are shown. Results with transparent background were considered zero weight for the inversion. The stations are sorted by azimuth, showing first P-wave and S-wave after.

teniendo en cuenta un cierto tiempo de subida o el parámetro conocido como mitad de duración, el cual también es fijado. La suma de todas ellas coincidirá con la función fuente aparente para cada estación según cada modelo de desplazamiento. Por último se busca qué modelo minimiza una cierta función objetivo, considerando en este caso la norma L1.

Para realizar esta inversión definimos unas dimensiones del plano de ruptura mayor a los valores obtenidos anteriormente. El terremoto principal se parametriza con subfallas de tamaño $0,3 \times 0,3$ km y un área total de $4,8 \times 4,8$ km, mientras que en el premonitor se utilizan subfallas de $0,25 \times 0,25$ km para un área total de 3×3 km. En los dos casos se considera el hipocentro centrado sobre el plano de ruptura y se utilizan las velocidades de ruptura que ya se calcularon. Tras realizar una serie de pruebas, los mejores ajustes se obtienen para fuente triangulares con tiempos de subida inferiores a los considerados anteriormente. Para el terremoto principal se fijan estos valores en 0,1 y 0,2 s para las ondas P y S respectivamente, mientras que para el premonitor se consideran 0,1 y 0,15 s. Para los dos eventos se produce un buen ajuste de los datos observados, obteniendo en ambos casos una aspereza localizada hacia el suroeste del hipocentro (Figura 3). Los dos pulsos que se observan en las funciones fuente aparentes de las estaciones situadas al noreste parecen tratarse de artefactos

producidos por la deconvolución, ya que ningún otro modelo con más de una aspereza consigue ajustar estos datos. La forma y ubicación de la principal aspereza coincide con los obtenidos por otros estudios (Martínez-Díaz et al., 2012; González et al., 2012; Santoyo, 2013), la cual marca un fuerte carácter unilateral de la propagación de la ruptura. Los desplazamientos máximos que se obtienen son de 50 cm para el terremoto principal y 17 cm para el premonitor, muy superiores a los obtenidos por estudios anteriores, utilizando discretización y alisado diferente. La figura 4 muestra la superposición de los modelos de desplazamientos sobre sus respectivos epicentros. Cabe destacar que los dos tipos de ruptura se propagan en cierta medida hacia la misma dirección, presentando un mismo efecto de directividad.

En conclusión, gracias al buen comportamiento de la réplica de Mw 3.9 como función de Green empírica y a la buena distribución de estaciones sísmicas, se han podido obtener las funciones fuente aparentes para el terremoto principal y para el premonitor, mostrándose una clara evidencia de la finitud de la fuente en ambos eventos. Cabe destacar que esta deconvolución puede producir artefactos numéricos que se vean reflejados con varios pulsos en algunas funciones fuente aparentes. Nuestro primer análisis presenta mejores ajustes para rupturas bilaterales asimétricas, sin embargo la posterior inversión de fuente sísmica finita evidencia un carácter más

unilateral y concentra los desplazamientos en una sola aspereza. Estos resultados apuntan a una gran semejanza en las propiedades de ruptura y comportamiento cinemáticos, tratándose incluso de terremotos “gemelos” con una misma directividad hacia la ciudad de Lorca. Estos efectos pudieron influir en los graves daños ocasionados en esta ciudad. Por otro lado, Niemeijer y Vissers (2014), sugieren que la variación espacial de las propiedades friccionales a lo largo de la falla de Alhama de Murcia fue un importante factor que controló la propagación de estos desplazamientos. Este estudio podría explicar que esta gran similitud no es fortuita, sino que viene condicionada por las características geológicas. Por tanto, una buena monitorización de la sismicidad en las posibles zonas de ruptura de una falla, junto a una buena caracterización de las propiedades geológicas de los materiales, podrían llevarnos a predecir las posibles condiciones de ruptura de terremotos posteriores de mayor magnitud, así como poder conocer la dirección preferente de propagación de ruptura que se podría esperar en un área determinada.

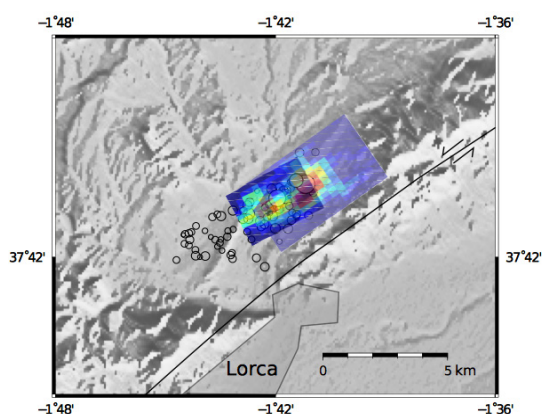


Figura 4: Situación geográfica de los modelos de desplazamientos del terremoto principal y del premonitor. Se representa también la relocalización de las réplicas con la técnica de doble diferencia (López-Comino et al., 2012) y la traza de la falla de Alhama de Murcia (Martínez-Díaz et al., 2012).

Figure 4: Map of location of slip model for mainshock and foreshock. It also represents the epicenters from double-difference relocations (López-Comino et al., 2012) and the trace of the Alhama de Murcia fault (Martínez-Díaz et al., 2012).

Agradecimientos: Agradecer la calidad de los datos sísmicos que nos han proporcionado el IGN, la universidad de Alicante (AFON) y ROA/UCM/Geofon (CART). Se ha recibido el apoyo financiero a través del Proyecto Nacional Español CGL2012-31472/BTE.

Referencias bibliográficas

- Aki, K. & Richards, P.G. (2002). *Quantitative Seismology*. 2nd ed., Univ. Sci., Sausalito, Calif.
- Cesca, S., Heimann, S. & Dahm, T. (2011). Rapid directivity detection by azimuthal amplitude spectra inversion. *Journal of Seismology* (2011) 15:147–164.
- González, P. J., Tiampo, K. F., Palano, M., Cannavò, F. & Fernández, J. (2012). The 2011 Lorca earthquake slip distribution controlled by groundwater crustal unloading. *Nature Geoscience*, vol. 5, 821-825, doi:10.1038/ngeo1610.
- Hartzell, S. H. (1978). Earthquake aftershocks as Green's functions, *Geophysical Research Letters*, 5, 1–4.
- López-Comino, J.A., Mancilla, F., Morales, J. & Stich, D. (2012). Rupture directivity of the 2011, Mw 5.2 Lorca earthquake (Spain). *Geophysical Res. Letters*. 39, L04707, doi:10.1029/2011GL050720.
- Mai, P. M. & Beroza, G. C. (2002). A spatial random-field model to characterize complexity in earthquake slip, *Journ. Geophys. Res.*, 107 (B11), 2308, doi:10.1029/2001JB000588.
- Martínez-Díaz, J.J., Bejar-Pizarro, M., Álvarez-Gómez, J.A., Mancilla, F.L., Stich, D., Herrera, G. & Morales, J. (2012). Tectonic and seismic implications of an intersegment rupture The damaging May 11th 2011 Mw 5.2 Lorca, Spain, earthquake, *Tectonophysics*, 546-547, 28-37. doi:10.1016/j.tecto.2012.04.010.
- Morales, J., Cantavella, J.V., Mancilla, F.L., Lozano, L., Stich, D., Herraiz, E., Martín, J.B., López-Comino, J.A. & Martínez-Solares, J.M. (2013). The 2011 Lorca seismic series: Temporal evolution, faulting parameters and hypocentral relocation. *Bull. Earthquake Eng.*, DOI 10.1007/s10518-013-9476-x.
- Niemeijer, A.R. & Vissers, R.L.M. (2014). Earthquake rupture propagation inferred from the spatial distribution of fault rock frictional properties. *Earth and Planetary Science Letters* 396, 154–164.
- Santoyo, M.A. (2013). Finite fault analysis and near-field dynamic strain and rotation estimates due to the 11/05/2011 (Mw 5.2) Lorca earthquake, south-eastern Spain. *Bull. Earthquake Eng.*, DOI 10.1007/s10518-013-9492-x.
- Stich, D., Ammon, C. J., & Morales, J. (2003). Moment tensor solutions for small and moderate earthquakes in the Ibero-Maghreb region, *Journal of Geophysical Research*, 108, 2148, doi 10.1029/2002JB002057.



VIABILIDAD DE LAS INESTABILIDADES DE LADERA COMO HERRAMIENTA PARA OBTENER DATOS SÍSMICOS: EL CASO DEL TERREMOTO DE LORCA DE 2011

Feasibility of slope instabilities as a tool to obtain seismic data: the 2011 Lorca earthquake case

M. J. Rodríguez-Peces (1), J. J. Martínez-Díaz (1, 2), J. García-Mayordomo (3) y M. Tsige (1)

(1) Dpto. Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid. C/José Antonio Novais, 2. 28040-Madrid. martinjr@geo.ucm.es

(2) Instituto de Geociencias (CSIC-UCM). C/José Antonio Novais, 2. 28040-Madrid.

(3) Instituto Geológico y Minero de España (IGME). C/La Calera, 1. 28760-Tres Cantos (Madrid).

Resumen: Asociado al terremoto de Lorca de 2011 de magnitud M_w 5,2, se produjeron gran cantidad de inestabilidades de ladera, muchas más que en cualquier otro terremoto registrado instrumentalmente en la Cuenca de Lorca. La mayoría fueron desprendimientos de roca y suelos con un tamaño relativamente pequeño. El análisis de los desprendimientos permite observar que, aunque la dirección del movimiento del desprendimiento esté controlada por la orientación de la pendiente, los planos de discontinuidad cuya apertura controlan los desprendimientos presentan una dirección preferente NE-SO. Esto sugiere que la sacudida del terreno fue más intensa en la dirección NO-SE. Esto es coherente con la orientación del pulso de movimiento de mayor amplitud ($N150^\circ E$) registrado en el acelerómetro del IGN de Lorca. Además, la mayoría de las inestabilidades se produjeron en laderas orientadas hacia el NO, sugiriendo que el frente de onda del terremoto pudo tener esa misma trayectoria de propagación.

Palabras clave: Desprendimiento, Lorca, Sismicidad, Terremoto

Abstract: A great number of slope instabilities took place related to the 2011 Lorca earthquake of magnitude M_w 5.2, many more than in any other instrumentally recorded earthquake in the Lorca Basin. Most of them were rock and soil falls of a relatively small size. The rockfall analysis shows that, although the rock fall trajectory is determined by the slope orientation, the discontinuities which aperture determine the rock fall occurrence have a predominant NE-SW trend. This fact suggest that ground shaking was stronger in the NW-SE trend. This is agree with the trend ($N150^\circ E$) of the motion pulse of greater amplitude recorder in the IGN accelerometer of Lorca. Furthermore, most of the slope instabilities took place in slopes facing to NW, suggesting that the wave front of the earthquake could take this same propagation path.

Key words: Earthquake, Lorca, Rock-fall, Seismicity.

El 11 de mayo de 2011 ocurrió un terremoto de magnitud M_w 5,2 (López-Comino et al., 2012) en la región oriental de la Cordillera Bética que afectó de forma importante a la localidad de Lorca (Murcia). Este evento sísmico ocurrió aproximadamente dos horas después de un precursor de magnitud M_w 4,6. El terremoto principal causó 9 víctimas mortales, 300 heridos y severos daños en más de 1200 edificios de diversas tipologías, induciendo pérdidas estimadas en alrededor de $2 \cdot 10^8$ €. El epicentro del evento principal y del mayor precursor coincide con la localización de una de las fallas más activas en la Cordillera Bética, la Falla de Alhama de Murcia (FAM) (Bousquet y Monténat, 1974), sugiriendo que una pequeña área de esta falla pudo haber experimentado una ruptura (Martínez-Díaz et al., 2012). Esta observación está también validada por los mecanismos focales obtenidos por diferentes agencias para ambos eventos (cf. Martínez-Díaz et al., 2012), los cuales indican un desplazamiento oblicuo con una componente inversa en coincidencia con la actividad reciente de la FAM (Silva et al., 1997; Martínez-Díaz et al., 2001; Masana et al., 2004). El registro del acelerómetro de la estación de Lorca de la red acelerométrica del IGN (Fig. 1) indica que la mayor parte del movimiento del suelo relacionado con este terremoto se concentró en un pulso de amplitud importante (IGN, 2011; Susagna et al., 2012), alcanzándose las mayores aceleraciones

registradas instrumentalmente en España (360 cm/s^2). También se ha interpretado la existencia de un efecto de directividad, ya que la propagación del frente de ruptura y la dirección de deslizamiento están orientadas desde el NE hacia el SO, en dirección a Lorca y coincidiendo con la dirección de la FAM (López-Comino et al., 2012; Buforn et al., 2012; Rueda et al., 2012). Otra particularidad del terremoto es que, asociado a la sacudida sísmica, se produjo una gran cantidad de inestabilidades de ladera (Alfaro et al., 2012; Rodríguez-Peces et al., 2012), muchas más que cualquier otro terremoto registrado instrumentalmente en el entorno de la Cuenca de Lorca. Este hecho permite validar el uso de la información aportada por las inestabilidades de ladera inducidas por terremotos para obtener información y parámetros sísmicos propios del terremoto que las haya provocado. Este aspecto puede ser relevante en el estudio de terremotos pre-instrumentales (históricos y geológicos) en los que no se disponga de suficiente información. Además, permitiría completar o mejorar el catálogo sísmico de una región, así como mejorar los cálculos de peligrosidad sísmica derivados del mismo.

En este trabajo, se ha relacionado la distribución y características de las inestabilidades de ladera provocadas por el terremoto de Lorca de 2011 con la orientación de la sacudida sísmica. Para ello se ha

realizado un análisis y comparación entre la orientación que presentan las laderas donde se han producido las inestabilidades, la orientación de las discontinuidades presentes en las mismas y la orientación de caída de las inestabilidades de ladera.

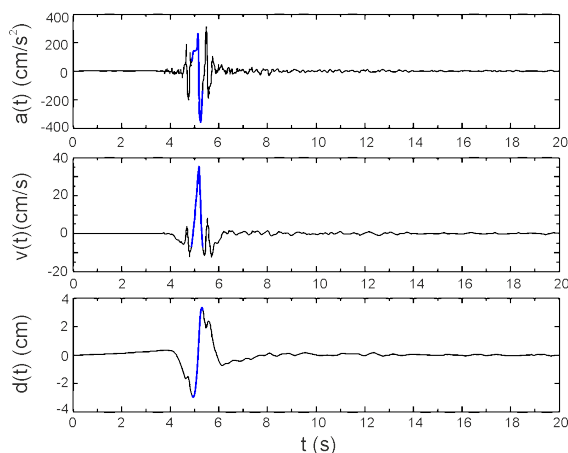


Figura 1. Registros de aceleración, velocidad y desplazamiento de la componente horizontal N-S (orientación N30°O) del acelerómetro de Lorca correspondientes al terremoto principal (M_w 5.2) de la serie sísmica de Lorca (IGN, 2011). La mayoría de la energía del sismo se liberó en un pulso principal (tramo marcado en azul) con una aceleración de 360 cm/s^2 , una velocidad de 36 cm/s y un desplazamiento de 3 cm .

Figure 1. Acceleration, velocity and displacement records of the N-S horizontal component (N30°W trend) of the Lorca accelerometer related to the main shock (M_w 5.2) of the Lorca seismic series (IGN, 2011). Most of the earthquake energy was released in a single pulse (section marked in blue) with an acceleration of 360 cm/s^2 , a velocity of 36 cm/s and a displacement of 3 cm .

Inestabilidades de ladera provocadas por el terremoto de Lorca de 2011

La distribución y tipología de las inestabilidades de ladera fueron obtenidas en campañas de campo y contrastadas con fotografías aéreas, inmediatamente después de la serie sísmica, resultando en un total de 100 inestabilidades cartografiadas. Estas cubren una zona de unos 82 km^2 hacia el SO del epicentro, lo cual parece coherente con el efecto de directividad hacia el SO asociada al terremoto de Lorca. En general, prácticamente todas las inestabilidades son desprendimientos de roca y suelos, con un tamaño relativamente pequeño (Fig. 2). Este tipo de inestabilidades inducidas por terremotos son las más frecuentes en la Cordillera Bética (Delgado et al., 2011), así como a nivel mundial (Keefer, 1984 y 2002). Las principales litologías afectadas por estas inestabilidades son calcarenitas y calizas (61 %), seguidas por conglomerados, areniscas y argilitas (20 %), de yesos y margas (11 %) y de filitas, cuarcitas y areniscas (8 %). El volumen aproximado de los desprendimientos oscila entre 1 y 100 m^3 , estando la mayoría desarrollados en laderas con pendientes pronunciadas y en escarpes rocosos. En concreto, se distribuyen principalmente en los frentes montañosos con orientación NE-SO, tales como las sierras de Peña Rubia y de La Tercia, Cejo de los Enamorados y La Serrata.



Figura 2. Uno de los mayores desprendimientos rocosos ($\sim 100 \text{ m}^3$) provocados por el terremoto de Lorca localizado en la Rambla de los 17 Arcos.

Figure 2. One of the largest rock falls ($\sim 100 \text{ m}^3$) triggered by the Lorca earthquake located in the Rambla de los 17 Arcos.

Metodología

Para realizar el análisis y comparación entre la orientación de las laderas, las discontinuidades y los desprendimientos provocados por el terremoto se han seleccionado cuatro sectores como más representativos: Rambla de los 17 Arcos, Cejo de los Enamorados, Falla de las Viñas y Castillo de Lorca. Estos sectores se caracterizan por presentar la mayor cantidad de desprendimientos de mayores dimensiones, desarrollados todos ellos en la litología más abundante (calcarenitas y calizas) y en laderas o crestas montañosas con pendientes elevadas y presencia de discontinuidades. Para cada caso se han identificado, en primer lugar, los escarpes rocosos que pueden ser relacionados con las áreas fuente de los desprendimientos. Para ello se ha realizado el cálculo mediante ArcGIS del Topographic Position Index (TPI) (Weiss, 2001). Este índice permite realizar una clasificación semiautomática de las morfologías del terreno (lomas, cerros, sierras, crestas, pendientes suaves, valles) a partir de un modelo digital de elevaciones (MDE). Se ha empleado un MDE de alta resolución ($0,5 \times 0,5 \text{ m}$) derivado de datos LIDAR (NATMUR, 2009). A continuación se ha calculado la orientación de las laderas identificadas como posibles áreas fuentes de desprendimientos para cada sector y la orientación de las laderas particulares donde se han producido los desprendimientos relacionados con el terremoto de Lorca. Por otra parte, se ha identificado la orientación de las principales familias de discontinuidades (fallas, diaclasas y grietas) que afectan a la unidad de calcarenitas y calizas mediante campañas de campo e interpretación de fotografía aérea. Por último, se ha obtenido la orientación de las trayectorias de caída de los desprendimientos provocados por el terremoto de Lorca teniendo en cuenta la localización de los escarpes y de los bloques caídos observados en el campo. Para ello, se ha realizado una simulación 3D de las trayectorias de caída de estas inestabilidades mediante Rockfall Analyst (Lan et al., 2007) para ArcGIS. Finalmente, todos los datos de orientaciones se han comparado entre sí y con la orientación de la sacudida sísmica registrada en el acelerómetro de la estación sísmica de Lorca, con objeto de valorar su

importancia como herramienta para obtener información sísmica.

Resultados

Tras el análisis del registro del acelerógrafo de la estación de Lorca para el terremoto de Lorca 2011 (Fig. 3), se puede observar que la mayoría de la energía liberada por el sismo se transmitió a través de un pulso principal con una orientación del movimiento de mayor amplitud de N150°E (aproximadamente NO-SE).

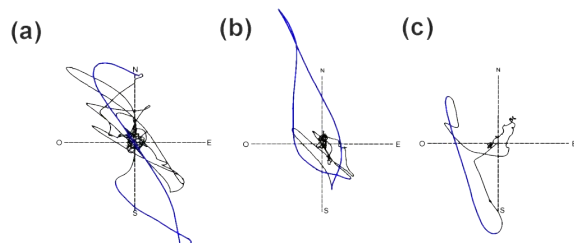


Figura 3. Diagramas del movimiento del terreno del acelerógrafo de la estación de Lorca correspondientes al terremoto principal (M_w 5.2). a) Aceleración. b) Velocidad. c) Desplazamiento. La mayoría de la energía del sismo se liberó en un pulso principal (tramo marcado en azul).

Figure 3. Ground motion diagrams of the accelerometer at Lorca station for the main earthquake (M_w 5.2). a) Acceleration. b) Velocity. c) Displacement. Most of the earthquake energy was released in one main pulse (section highlighted in blue).

La orientación de las laderas dentro de los sectores estudiados presenta una distribución prácticamente uniforme en todas las direcciones (Fig. 4a). Sin embargo, cabe destacar ciertas direcciones preferentes que aparecen con más frecuencia: aproximadamente ONO-ESE (N103°E), NE-SO (N46°E) y N-S (N173°E). Teniendo en cuenta únicamente las laderas donde se han producido los desprendimientos relacionados con el terremoto, las direcciones de las laderas más frecuentes se limitan a las siguientes (Fig. 4b): aproximadamente ENE-OSO (N57°E), NE-SO (N45°E) y E-O (N83°E). Estos resultados parecen indicar que los desprendimientos se han producido en la mayoría de los casos en las laderas con vertientes orientadas hacia el NO y el SE, coincidiendo aproximadamente con la orientación del pulso de mayor amplitud del movimiento del terreno asociado al terremoto de Lorca (N150°E). Tras el análisis de las discontinuidades presentes en la unidad de las calcarenitas y calizas, se ha observado las siguientes direcciones principales (Fig. 4c): aproximadamente ENE-OSO (N68°E), E-O (N93°E), NE-SO (N48°E), NO-SE (N138°E) y NNO-SSE (N153°E). Estas direcciones son coherentes con las orientaciones de las principales fallas presentes a nivel regional en la Cuenca de Lorca, de dirección general NNE-SSO a NE-SO (e.g. Falla de Alhama de Murcia), y de las fallas conjugadas de dirección NO-SE (Sanz de Galdeano et al., 2012). En la mayoría de los casos, estas direcciones coinciden con las orientaciones encontradas en las laderas donde se han producido el mayor número de desprendimientos. Esto sugiere que los desprendimientos se han visto favorecidos en las laderas cuya orientación es paralela a la dirección de las discontinuidades.

Por otra parte, en las discontinuidades con dirección NO-SE y NNO-SSE, orientadas perpendicularmente a estas laderas y paralelamente al pulso de mayor amplitud del movimiento del terreno asociado al terremoto (N150°E), el número de desprendimientos es considerablemente menor. Este hecho permite afirmar que una sacudida sísmica direccional como la que se dio en el terremoto de Lorca tiende a abrir las discontinuidades que son perpendiculares al movimiento y que son éstas las que controlan los bloques que pueden caer. La mayoría de los bloques caídos durante el terremoto presentan trayectorias con direcciones aproximadas NNO-SSE (N150°E) y NO-SE (N138°E), lo cual es coherente con una sacudida sísmica más intensa en esa dirección (Fig. 4d). Además, el mayor número de desprendimientos presentan trayectorias con vergencia hacia el NNO y NO, sugiriendo que el frente de onda del terremoto pudo tener una trayectoria de propagación similar. Sin embargo, en menor medida, también se han observado caídas de bloques con direcciones E-O, N-S y NNE-SSO. Este hecho puede estar relacionado con que la trayectoria del desprendimiento está condicionada por la orientación y la pendiente de la ladera en donde se produce, de modo que una única dirección de sacudida sísmica puede producir trayectorias de caída con orientaciones muy diversas.

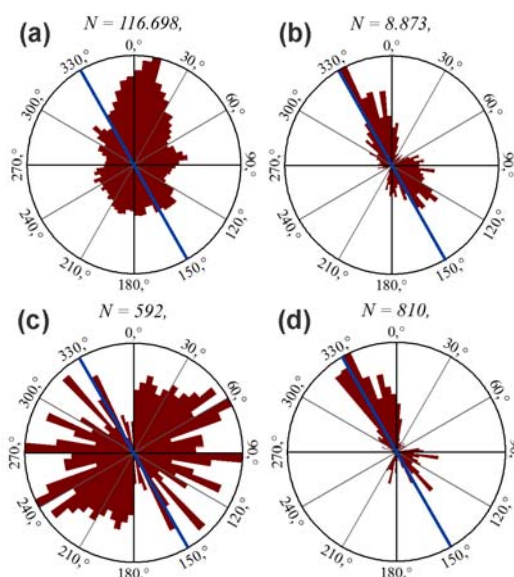


Figura 4. Orientaciones encontradas en las zonas estudiadas (Castillo de Lorca, Falla de las Viñas, Cejo de los Enamorados y Rambla de los 17 Arcos). (a) Orientación (azimut) de las laderas, (b) Orientación (azimut) de las laderas donde se han producido los desprendimientos durante el terremoto, (c) Orientación de las discontinuidades, (d) Orientación (azimut) de la caída de los bloques desprendidos durante el terremoto. La orientación de la sacudida del terreno de mayor amplitud del terremoto de Lorca de 2011 (N150°E) se muestra con un línea azul.

Figure 4. Trends found in the studied areas (Castillo de Lorca, Falla de las Viñas, Cejo de los Enamorados and Rambla de los 17 Arcos). (a) Orientation (azimuth) of the slopes, (b) Orientation (azimuth) of the slopes where rock falls took place during the earthquake, (c) Orientation of discontinuities, (d) Orientation (azimuth) of rock falls trajectories during the earthquake. The trend of the greater amplitude ground shaking of the 2011 Lorca earthquake (N150°E) is depicted by a blue line.

Conclusiones

El estudio de las inestabilidades de ladera provocadas por el terremoto de Lorca de 2011 ha mostrado unas características de direccionalidad que resultan interesantes a la hora de entender los efectos inducidos por el mismo. Este hecho permite afirmar que la información aportada por las inestabilidades de ladera inducidas por terremotos puede ser válida para obtener datos sísmicos propios del terremoto que las haya provocado. En los casos estudiados en este trabajo se deduce que, en la mayoría de ellos, una sacudida sísmica del terreno en una dirección aproximada NO-SE explicaría gran parte de los desprendimientos. Esto es coherente con la dirección del pulso de mayor amplitud del terremoto de Lorca de 2011 (N150°E), registrado en el acelerógrafo de Lorca.

Una sacudida perpendicular a la ladera tiende a abrir las discontinuidades y a favorecer la caída de bloques en mayor medida que si la sacudida se produjera paralela a la dirección de la ladera. El análisis individualizado de los desprendimientos ha permitido observar que los planos de discontinuidad cuya apertura controla la caída de la masa rocosa presentan en la mayoría de los casos una dirección aproximada NE-SO, aunque la trayectoria del desprendimiento esté controlada por la orientación y la pendiente de la ladera. Este efecto indica que la sacudida del terreno durante el terremoto de Lorca fue más intensa en una dirección aproximadamente NO-SE. Además, se ha observado que la mayoría de las inestabilidades se produjeron en laderas con vertientes orientadas hacia el NNO y NO, sugiriendo que el frente de onda del terremoto pudo tener esa misma trayectoria de propagación. Todas estas observaciones son coherentes con la marcada direccionalidad que presenta este terremoto (López-Comino et al., 2012; Buforn et al., 2012; Rueda et al., 2012). Por último, es interesante resaltar que a la hora de analizar la direccionalidad del movimiento del terreno durante un terremoto y sus efectos en las inestabilidades del terreno, la trayectoria de los desprendimientos puede no ser del todo informativa debido a que está controlada por la orientación y la pendiente de la ladera donde se producen. Por contra, un análisis detallado del macizo rocoso fracturado en la cabecera de las inestabilidades de ladera aporta una información mucho más valiosa para entender el movimiento cosísmico del terreno.

Agradecimientos: Este trabajo ha sido financiado por los proyectos TOPOBÉTICA (CG2011-29920) del MICINN e INTERGEO (CGL2013-47412-C2-1-P) del MINECO y por el grupo de investigación TECTACT (GR35/10-A-910368) de la Universidad Complutense de Madrid. Agradecemos a Pedro Alfaro sus comentarios y revisión del artículo.

Referencias bibliográficas

Alfaro, P., Delgado, J., García-Tortosa, F.J., Lenti, L., López, J.A., López-Casado, C. & Martino, S. (2012). Widespread landslides induced by the M_w 5.1 earthquake of 11 May 2011 in Lorca, SE Spain. *Engineering Geology*, 137-138, 40-52.

Bousquet, J.C., & Montenat, C. (1974). Presence de décrochements Nord Est - Sud Ouest plio-quaternaires dans les Cordillères bétiques orientales (Espagne).

Extension et signification générale. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 278, 2617-2620.

Buforn, E., Pro, C., Cesca, S., Sanz de Galdeano, C. & Udías Vallina, A. (2012). Proceso de ruptura del sismo de Lorca. *Física de la Tierra*, 24, 71-82.

Delgado, J., Peláez, J.A., Tomás, R., García-Tortosa, F.J., Alfaro, P. & López Casado, C. (2011). Seismically-induced landslides in the Betic Cordillera (S Spain). *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 31, 1203-1211.

IGN (Instituto Geográfico Nacional) (2011). Serie terremoto NE Lorca (Murcia), Madrid. [Accesible en <http://www.ign.es>.]

Keefer, D.K. (1984). Landslides caused by earthquakes. *Geological Society of America Bulletin*, 95, 406-421.

Keefer, D.K. (2002). Investigating landslides caused by earthquakes - A historical review. *Surveys in Geophysics*, 23, 473-510.

Lan, C.H., Derek Martin, C. & Lim, C.H. (2007). RockFall analyst: A GIS extension for three-dimensional and spatially distributed rockfall hazard modeling. *Computers & Geosciences*, 33(2), 262-279.

López-Comino, J.A., Mancilla, F.L., Morales, J. & Stich, D., 2012. Rupture directivity of the 2011, M_w 5.2 Lorca earthquake (Spain). *Geophysical Research Letters*, 39, L03301.

Martínez-Díaz, J.J., Masana, E., Hernández-Enrile, J.L. & Santanach, P. (2001). Evidence for coseismic events of recurrent prehistoric deformation along the Alhama de Murcia Fault, southeastern Spain. *Acta Geologica Hispanica*, 36(3-4), 315-327.

Martínez-Díaz, J.J., Álvarez-Gómez, J.A., García-Mayordomo, J., Insua-Arévalo, J.M., Martín-González, F. and Rodríguez-Peces, M.J. (2012). Interpretación tectónica de la fuente del terremoto de Lorca de 2011 (M_w 5,2) y sus efectos superficiales. *Boletín Geológico y Minero*, 123(4), 441-458.

Martínez Solares, J.M., Cantavella Nadal, J.V., Cabañas Rodríguez, L. & Valero Zomosa, J.F. (2012). El terremoto de Lorca de 11 de mayo de 2011 y la sismicidad de la región. *Física de la Tierra*, 24, 17-40.

Masana, E., Martínez-Díaz, J.J., Hernández-Enrile, J.L. & Santanach, P. (2004). The Alhama de Murcia fault (SE Spain), a seismogenic fault in a diffuse plate boundary: Seismotectonic implications for the Ibero-Magrebien region. *Journal of Geophysical Research*, 109(1), 1-17.

NATMUR (2009). Pulsos LIDAR. Proyecto Natmur-08. Consejería de Agricultura y Agua. Dirección General de Patrimonio Natural y Biodiversidad de la Región de Murcia. [Accesible en ftp://meristemum.carm.es/.../Natmur08/5.MDE/5.8%20NatMur08_MDE_las/]

Rodríguez-Peces, M.J., García-Mayordomo, J. & Martínez-Díaz, J.J. (2012). Slope instabilities triggered by the 11th May 2011 Lorca earthquake (Murcia, Spain): Comparison to previous hazard assessments and proposition of a new hazard map and probability of failure equation. *Bulletin of Earthquake Engineering*, DOI 10.1007/s10518-013-9509-5.

Rueda Nuñez, J., Mezcua Rodríguez, J. & García Blanco, R. (2012). Directividad de la fuente sísmica en el terremoto de Lorca del 11 de mayo de 2011. *Física de la Tierra*, 24, 83-111.

Sanz de Galdeano, C., García-Mondéjar, J. & Ferrairó, J. (2012). Evolución tectónica del sector de Lorca desde el Mioceno superior al Cuaternario. *Física de la Tierra*, 24, 193-211.

Silva, P.G., Goy, J.L., Zazo, C., Lario, J. & Bardají, T. (1997). Paleoseismic indications along 'aseismic' fault segments in the Guadalentín Depression (SE Spain). *Journal of Geodynamics*, 24(1-4), 105-115.

Susagna, T., Cabañas, L., Goula, X., Alcalde, J.M. & Belvaux, M. (2012). Análisis de los parámetros de los acelerogramas registrados en los sismos de Lorca, de interés para la Ingeniería. *Física de la Tierra*, 24, 213-234.

Weiss, A. (2001). Topographic Position and Landforms Analysis. *Poster presentation, ESRI User Conference*, San Diego (California).



INTERACCIÓN ESPACIO-TEMPORAL DE ESFUERZOS ASOCIADOS A LA DISTRIBUCIÓN DE DESLIZAMIENTOS SOBRE EL PLANO DE FALLA: EL SISMO DE LORCA DEL 11/5/2011 (M5.2) Y OTRAS SERIES CERCANAS DEL SURESTE DE ESPAÑA.

Spatio-temporal stress interaction associated to the fault plane slip distribution: the 11/5/2011 (M5.2) Lorca Earthquake and other close series in south-eastern Spain.

M.A. Santoyo (1), P. Sánchez-Pastor (1) y M. Herraiz (1,2)

(1) Departamento de Geofísica y Meteorología. Universidad Complutense de Madrid. Madrid, Spain. masantoyo@pdi.ucm.es.

(2) Instituto de Geociencias (CSIC-UCM). Facultad de Ciencias Físicas, Madrid, Spain.

Resumen: Se estudia la interacción de esfuerzos sísmicos asociados al terremoto de Lorca del 2011, con base en distintas distribuciones de deslizamientos sobre el plano de falla. Por una parte, se analiza la influencia de las series sísmicas de Mula 1999, Bullas 2002 y La Paca 2005 sobre la serie del 2011. Por la otra, el disparo del sismo principal del 2011 por el sismo precursor y la consecuente interacción de ambos sobre las réplicas. Se concluye la existencia de un aumento de esfuerzos de +0.01 bar por efecto de las series mencionadas sobre la ruptura del 2011. Así mismo se concluye en la necesidad de explorar la posibilidad de que dichos aumentos hayan sido suficientes para inducir la serie de 2011 por efecto de las series de 2002 y 2005. Usando distribuciones de deslizamientos obtenidas previamente, se muestra que el evento principal del 2011 fue disparado por el sismo precursor.

Palabras clave: Distribución de deslizamientos, esfuerzos de falla de Coulomb, serie sísmica, Lorca.

Abstract: Here we study the seismic stress interaction associated to the 2011 Lorca earthquake, based on different slip distributions over the fault plane. On one hand, we analyze the influence of three seismic series near the Lorca epicentral region: the Mula 1999, the Bullas 2002 and the La Paca 2005 seismic series over the 2011 Lorca seismic events. On the other hand, the seismic triggering of the 2011 mainshock due to its foreshock event and the following stress interaction from both events over their corresponding aftershocks. We conclude that the stress increase on the 2011 foreshock and mainshock rupture, is about 0.01 bar due to the stress transfer from the previous series. In the same way we conclude the necessity to explore if these increases may be enough to induce the triggering of the 2011 series. Using the slip distributions previously obtained by one of the authors, it is shown that the 2011 mainshock was effectively triggered by its foreshock.

Key words: Slip distribution, Coulomb failure stress, seismic series, Lorca.

Los deslizamientos producidos en una falla después de un sismo, generan deformaciones y cambios permanentes en el estado de esfuerzos del medio elástico circundante. Cuando dichas perturbaciones son transmitidas a una falla cercana, pueden alterarse en ésta sus potenciales de ruptura. La relación causal entre el proceso de transferencia de esfuerzos y los cambios en el potencial de nucleación es conocida como desencadenamiento o promoción sísmica (*earthquake triggering*). Tanto las fuentes productoras de dichos cambios de esfuerzos, así como los procesos de transferencia dependen de la posición espacial y del tiempo. Para sismos de magnitudes intermedias y grandes, es importante conocer y emplear las distribuciones de deslizamientos sobre el plano de falla, con el fin de estimar adecuadamente la configuración espacio-temporal de los esfuerzos en el campo cercano.

En el análisis de las relaciones de esfuerzos entre dos o más sismos, así como entre otras variaciones de deformaciones por cargas inducidas en el subsuelo y la sismicidad, una de las técnicas más utilizadas y exitosas es la de la evaluación de los cambios de esfuerzos de Coulomb (ΔCFS), ya sean éstos estáticos ó dinámicos (e.g. Steacy et al, 2005 y referencias incluidas).

Los agrupamientos espacio-temporales de sismos así como la ocurrencia en cascada de terremotos en diversas zonas sísmicas del mundo, pueden explicarse mediante la interacción de esfuerzos ΔCFS cosísmicos. Diversos estudios han mostrado

la importancia de estimar los cambios de esfuerzos con base en el conocimiento de la distribución de deslizamientos de los procesos de ruptura.

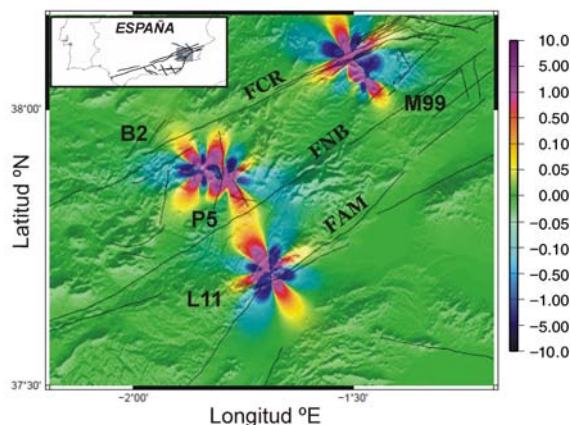


Figura 1. ΔCFS de las series de Mula 1999 (M99), Bullas 2002 (B2), La Paca 2005 (P5) y Lorca 2011 (L11) resueltos en la dirección de FAM. FCR= Falla de Crevillente; FNB= Falla Norbética; FAM= Falla de Alhama de Murcia. Recuadro: Mapa de Localización. Unidades en bars.

Figure 1. ΔCFS for the series of Mula 1999 (M99) Bullas 2002 (B2), La Paca 2005 (P5) y Lorca 2011 (L11) solved in the FAM Direction. FCR= Falla de Crevillente; FNB= Falla Norbética; FAM= Falla de Alhama de Murcia. Inset. Location map of the studied area. Units in bars

En este trabajo se estudian los cambios e interacciones en el estado de esfuerzos sísmicos ΔCFS , asociados a los sismos de Lorca en 2011, ocurridos cerca de la falla de Alhama de Murcia en la

Ciudad de Lorca, España (Figura 1). Por una parte, se explora la posible influencia de los cambios de esfuerzos producidos por los eventos principales de tres series sísmicas recientes en la misma región; esto es, las series de Mula 1999 ($M \leq 5.1$), Bullas 2002 ($M \leq 5.0$) y Bullas-La Paca 2005 ($M \leq 4.8$) sobre el disparo de la serie de Lorca 2011 ($M \leq 5.2$). Por la otra, se analiza el posible disparo del sismo principal del 11/5/2011 ($M 5.2$; 16:47 GMT), producido por el sismo precursor ($M 4.6$; 15:05 GMT) y la consecuente transmisión postsísmica de esfuerzos en la misma zona epicentral.

La función de cambio de los esfuerzos de Coulomb (ΔCFS) puede calcularse mediante (e.g. Stacey et al, 2005):

$$\Delta CFS = \Delta \sigma_s + \mu(\Delta \sigma_n + \Delta p) \quad (1)$$

donde $\Delta \sigma_s$ es el cambio en el esfuerzo de cizalla sobre el plano de falla, μ es el coeficiente de fricción estática, $\Delta \sigma_n$ es el esfuerzo en la dirección normal al plano de falla y Δp es el cambio en la presión de poro. La función de cambio de esfuerzos de falla de Coulomb para un medio poroelástico, homogéneo e isótropo en la zona de la fuente, puede escribirse mediante

$$\Delta CFS = \Delta \sigma_s + \mu \Delta \sigma_n (1 - B) \quad (2)$$

donde B es el coeficiente de Skempton de la combinación sólido-fluido, y que toma en cuenta los cambios en la presión de poro. Introduciendo el coeficiente aparente de fricción $\mu' = \mu(1 - B)$, el cambio ΔCFS puede expresarse como

$$\Delta CFS = \Delta \sigma_s + \mu' \Delta \sigma_n \quad (3)$$

En este estudio se asumió un $\mu' = 0.4$, el cual ha sido ya usado previamente para estudios similares en la misma zona (e.g. Santoyo y Luzón, 2008). El cálculo del tensor de esfuerzos producido por una falla rectangular de dimensión finita, en un semiespacio elástico con propiedades elásticas definidas, se realizó mediante la formulación Okada (1992). En este caso se utilizaron las propiedades elásticas previamente utilizadas en la misma zona (Santoyo y Luzón, 2008).

En ausencia de información proveniente de alguna inversión cinemática de formas de onda para los sismos de las series de 1999, 2002 y 2005, como primera aproximación se dividió el plano de ruptura en varias subfallas rectangulares y se asumió una distribución teórica semielíptica de deslizamientos sobre el plano de falla (Figura 2). Esta distribución tiene la ventaja de generar una caída de esfuerzos dentro del plano de ruptura aproximadamente constante. Adicionalmente y con el fin de reducir los efectos de borde, se aplicó una función de suavizamiento bicosenoidal en los extremos del plano de falla, del 15% de la longitud total de la ruptura, en ambas direcciones y en todos los eventos analizados (Figura 2). Las amplitudes de los deslizamientos se ajustaron con base en el momento sísmico total de cada sismo. Esta distribución reduce la posibilidad de que los esfuerzos fuera de la falla sean sobrestimados. El área de ruptura total se estimó mediante $\text{Log}(S_r) = M_s - 4.1$ donde S_r es el área

de ruptura en Km^2 y $M_s \approx M_w$ es la magnitud de ondas superficiales. Se asumió así mismo una relación de aspecto para el área de ruptura de $L=W$ donde $S_r = LW$.

Santoyo y Luzón (2008), estudiaron la interacción de esfuerzos de Coulomb, entre las series sísmicas de Mula 1999, Bullas 2002 y Bullas-La Paca 2005, tomando en cuenta todos los mecanismos focales disponibles al momento del estudio y sus posibles combinaciones. En ese trabajo se muestra que las series de Bullas 2002 y Bullas-La Paca 2005 tienen una fuerte relación a través de la transferencia de esfuerzos de Coulomb cosísmicos, incluso asumiendo un mecanismo de deslizamiento puramente lateral izquierdo.

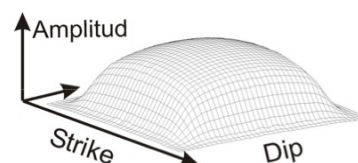


Figura 2. Distribución teórica semielíptica de deslizamientos utilizada en este trabajo para el cálculo de esfuerzos de Coulomb de las series sísmicas de Mula 1999, Bullas 2002 y La Paca 2005.

Figure 2. Semieliptical slip distribution used in this work for the computation of the Coulomb Stress function of the Mula 1999, Bullas 2002 and La Paca 2005 series

Para el evento principal del sismo de Lorca 2011, existen al menos 9 soluciones de mecanismos focales distintos obtenidos por diferentes autores. De la misma forma, existen al menos 6 soluciones para el sismo precursor y 4 para la réplica principal. En general en la serie se presentan mecanismos de deslizamiento lateral izquierdo con componente inverso. Sin embargo, para sismos previos en la misma región, Martínez-Díaz, (1998), Buforn et al, (2004), López-Comino et al (2012) entre otros, mencionan que soluciones del tensor de momentos para la misma zona muestran una predominancia de deslizamiento lateral izquierdo a una escala regional. Mezcua et al (1984) muestran que incertidumbres obtenidas para mecanismos en esta región pueden ser del orden $\pm 25^\circ$. Kilb, et al. (2002) concluyen que aún con incertidumbres de este orden, se obtienen buenas correlaciones entre los cambios de esfuerzos de Coulomb y el disparo de sismicidad postsísmica. Tomando en cuenta la diversidad de soluciones obtenidas para los sismos de la serie en estudio, los resultados de Santoyo y Luzón (2008), Kilb, et al. (2002), así como la predominancia de deslizamiento lateral izquierdo en la región, es posible asumir en este trabajo un movimiento puramente lateral en las fallas en estudio, sin perder validez cuantitativa.

En la Figura 1 se muestra el cambio en el estado de esfuerzos ΔCFS producido por las cuatro series sísmicas mencionadas, calculados en la dirección de la falla de Alhama de Murcia asumiendo un deslizamiento lateral izquierdo.

Para el caso de las series de Bullas 2002 y Bullas-La Paca 2005, se observa que la suma de los ΔCFS ha producido zonas de esfuerzos acumulados positivos del orden de $+0.01$ bar en la zona hipocentral de los sismos principales de la serie de 2011. Existen

trabajos previos en donde se muestran relaciones espacio-temporales positivas entre sismos para transferencias de esfuerzos de este orden (e.g. Kilb, et al., 2002; Bufe y Boyd, 2008; Toda et al 2011). Con base en esto, existe la posibilidad de que parte de los esfuerzos acumulados por estas series, puedan haber contribuido a disparar o adelantar la ocurrencia de los sismos de Lorca 2011.

González et al (2012), calculan los efectos producidos por la sobreexplotación de acuíferos someros de la Cuenca del Alto Guadalentín, y obtienen incrementos de esfuerzos en la zona hipocentral de la serie de Lorca de aproximadamente 0.03 bar. Ellos sugieren que dichos eventos pueden haber sido disparados por el excesivo abatimiento de los niveles freáticos y los consecuentes hundimientos diferenciales en la cuenca de riego del Alto Guadalentín.

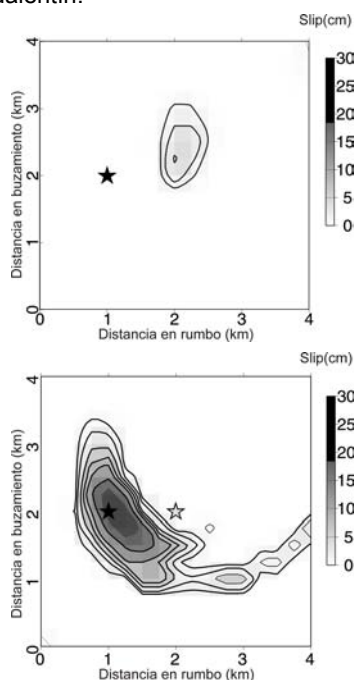


Figura 3. Distribución de deslizamientos para el análisis de la serie de Lorca de 2011. a) Deslizamientos para el evento precursor y b) para el evento principal obtenidas a partir de inversión cinemática de la fuente (Santoyo 2013)

Figure 3. Slip distribution used for the analysis of the 2011 Lorca seismic series. a) foreshock slips and b) mainshock slips obtained from the kinematic inversion of the source (Santoyo 2013)

Los resultados presentados en este trabajo muestran cambios en los esfuerzos de Coulomb con órdenes de magnitud similares a los de González et al (2012) en la zona de ruptura de la serie de Lorca 2011, y producidos por series sísmicas previas. Es necesario explorar con detalle la posibilidad de que la serie de Lorca 2011 pueda haber sido inducida debido a la transmisión de esfuerzos producida por las series sísmicas de Bullas 2002 y Bullas-La Paca 2005. Por otra parte, se analizaron las posibles relaciones de esfuerzos entre el sismo precursor y principal de la serie de Lorca 2011. Martínez-Díaz et al, (2012) analizaron entre otros, la transferencia de esfuerzos debido al sismo principal de la serie de 2011. Ellos concluyen que en los segmentos adyacentes al área principal de ruptura de 2011, sobre la falla de Alhama

de Murcia, existen $\Delta CFS > 1.0$ bar, suficientes para disparar o adelantar eventos sísmicos posteriores.

Para el estudio de las relaciones entre el sismo principal y el precursor, así como para el de sus efectos sobre las réplicas en la zona hipocentral, se utilizaron las distribuciones de deslizamientos obtenidas por Santoyo (2013). En las Figuras 3a y 3b se muestran las distribuciones de deslizamiento utilizadas para el evento precursor y principal respectivamente. En el evento precursor, la distribución de deslizamientos describe un parche principal de 1.0x1.0 km alrededor del hipocentro y un segundo parche más pequeño y superficial sobre el mismo plano de falla. En el caso del segundo parche y después de haber sido analizado con detalle por Santoyo (2013), es improbable que sea debido a efectos espurios provenientes de la inversión. Para el caso del evento principal, se observa que la distribución de deslizamientos ocurre al NE de la del hipocentro del sismo precursor, con una distribución complementaria y aproximadamente circundante a las de los deslizamientos obtenidos para el mismo evento precursor. La distribución del evento principal es así mismo, coherente con la directividad sur-oeste observada por diversos autores (e.g. López-Comino, et al 2012).

Los esfuerzos de Coulomb asociados al evento precursor, calculados en la dirección de deslizamiento del sismo principal (Figura 4a), muestran que el hipocentro del evento principal se encuentra en una zona positiva de esfuerzos de Coulomb de 0.2 bares, con amplitud suficiente para producir el disparo del sismo principal. Con base en esta distribución, el evento precursor produjo una caída de esfuerzos máxima de 27.0 bares y una caída promedio de 18.0 bares. A su vez, la función de esfuerzos asociada al sismo principal muestra que los cambios esfuerzos producidos por ambos eventos son complementarios (Figura 4b). En este caso, el evento principal produjo una caída máxima de 37 bares y una caída promedio de 23.0 bares. En la Figura 4c, se muestra la función ΔCFS producida por dichos eventos. Aquí, se observa que entre ambos sismos, se relaja un área aproximada de 4.0x4.0km tomando en cuenta el área combinada de caídas de esfuerzos. A su vez, entre ambos eventos, se produce una zona de incrementos de esfuerzos de Coulomb, iguales o mayores a 0.1 bares, de aproximadamente 8.0x8.0 km. En la Figura 4d, se muestra la comparación de los cambios de esfuerzos producidos por ambos eventos resueltos en la dirección de la réplica principal con la distribución de réplicas obtenidas por López-Comino et al (2012), proyectados en un plano horizontal a 4.6 km de profundidad. En este caso, algo más del 70% de las réplicas ocurren en el área de cambios positivos de los esfuerzos de Coulomb.

Los resultados que se presentan en este trabajo muestran que los cambios en los esfuerzos de Coulomb producidos por las series sísmicas de Bullas 2002 y Bullas-La Paca 2005 deben explorarse con mayor detalle a fin de definir si éstos pueden haber tenido influencia suficiente en el adelantamiento o disparo de la serie de Lorca de 2011. Por otra parte, tomando en cuenta las distribuciones de deslizamientos obtenidas por Santoyo (2013) para los sismos precursor y principal de la serie de Lorca

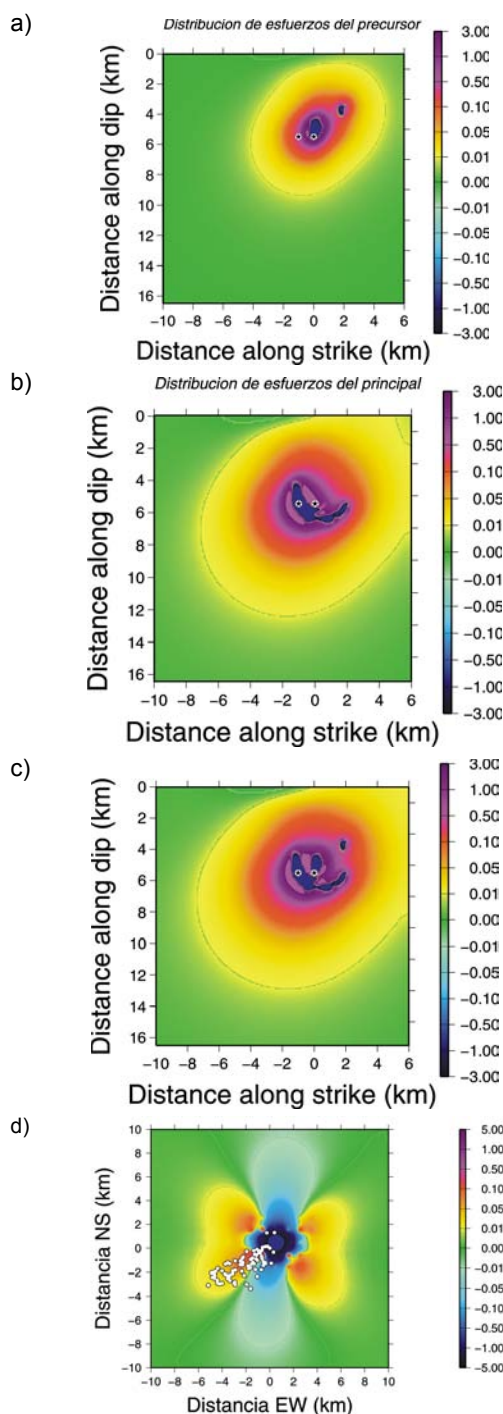


Figura 4. Distribución de la función CFS sobre el plano de falla calculados en la dirección del mecanismo del evento principal. a) CFS producido por el evento precursor. b) CFS producidos por el evento principal. c) CFS producidos por ambos eventos. Las estrellas negras sobre círculos blancos indican la localización hipocentral de ambos eventos. d) CFS calculados en un plano horizontal, a 4.6 km de profundidad, producido por los eventos estudiados de la serie de 2011. Los círculos blancos indican la distribución de réplicas. Unidades en bars.

Figure 4. Change of Coulomb stress function over the fault plane computed in the direction of the mainshock focal mechanism. a) CFS due to the foreshock. b) CFS due to the mainshock c) CFS due to both events. d) CFS computed on a horizontal plane at 4.6 km depth, produced by both 2011 studied events. White circles indicate the aftershock epicentral distribution. Units in bars.

de 2011, los esfuerzos de Coulomb asociados al evento precursor, y resueltos en la dirección de deslizamiento del sismo principal muestran que el punto de nucleación del evento principal se encuentra en una zona positiva de esfuerzos de Coulomb de 0.2 bar, con amplitud suficiente para producir el disparo del sismo principal. Esto implica que el evento precursor en realidad puede haber disparado, o en su caso adelantado, el sismo principal de la serie. Las réplicas a su vez han ocurrido en su mayoría en la zona de incrementos de esfuerzo evidenciando así la inducción de la sismicidad postsísmica en la zona de ruptura. Estos resultados son coherentes con los obtenidos por Martínez-Díaz, et al. (2012).

Agradecimientos: Los autores agradecen a J. Morales por proporcionar las relocalizaciones de la serie de Lorca de 2011. Los comentarios de J.A. Alvarez han contribuido a mejorar este trabajo. Este estudio ha sido realizado estando MAS bajo contrato Ramón y Cajal, Ministerio de Ciencia e Innovación.

Referencias bibliográficas.

- Bufe, C. G., Boyd, O. S. (2008). Fault Interaction in Alaska: Static Coulomb Stress Transfer, in *Active Tectonics and Seismic Potential of Alaska*. American Geophysical Union, Washington, D. C. DOI: 10.1029/179GM24.
- Buforn, E., M. Bezzeghoud, A. Udias, C. Pro (2004). Seismic Sources on the Iberia African Plate Boundary and their Tectonic Implications. *Pure appl. geophys.* 161, 623–646 0033–DOI: 10.1007/s00024-003-2466-1
- González P.J., K. F. Tiampo, M. Palano, F. Cannavó, J. Fernández (2012). The 2011 Lorca earthquake slip distribution controlled by groundwater crustal unloading. *Nature Geoscience* 5, 821–825.
- Kilb, D., J. Gomberg, P. Bodin (2002). Aftershock triggering by complete Coulomb stress changes. *Journal of Geophysical Research*, 107 (b4), 2060. doi:10.1029/2001JB000202.
- López-Comino J.A., Mancilla F.L., Morales J., Stich D. (2012) Rupture directivity of the 2011, Mw 5.2 Lorca earthquake (Spain). *Geoph. Res. Lett.* 39, L03301.
- Martínez-Díaz, J.J. (1998). Neotectónica y tectónica activa del sector centrooccidental de Murcia y Sur de Almería, Cordillera Bética (España), *Ph. D. Thesis, Universidad Complutense de Madrid*, pp. 466.
- Martínez-Díaz J.J., M. Bejar-Pizarro, J. A. Álvarez-Gómez, F.L. Mancilla, D. Stich, G. Herrera, J. Morales, (2012). Tectonic and seismic implications of an intersegment rupture: The damaging May 11th 2011 Mw 5.2 Lorca, Spain, earthquake. *Tectonophysics*, 546–547, 28–37
- Mezcua, J., M. Herraiz, E. Buforn (1984). Study of the 6 June 1977 Lorca (Spain) Earthquake and its Aftershock Sequence. *Bull. Seism. Soc. Am.* 74, No.1, 167–179.
- Okada, Y. (1992). Internal deformation due to shear and tensile faults in a half space. *Bull. Seis. Soc. Am.* 82, 1018–1040.
- Santoyo, M.A., Luzón, F. (2008). Stress relations in three recent seismic series in the Murcia region, southeastern Spain. *Tectonophysics* 457, 86–95. doi:10.1016/j.tecto.2008.05.019.
- Santoyo M.A. (2013). Finite Fault Analysis and Near-Field Dynamic Strain and Rotation Estimates due to the 11/5/2011 (Mw5.2) Lorca Earthquake, South-Eastern Spain. *Bull. Earth. En.* DOI: 10.1007/s10518-013-9492-x
- Stacy, S., Gomberg, J., Cocco, M. (2005). Introduction to special section: Stress transfer, earthquake triggering, and time-dependent seismic hazard. *J. Geophys Res* 110, B05S01, doi: 10.1029/2005JB003692.
- Toda S., J. Lin, R. S. Stein (2011). Using the 2011 M=9.0 Tohoku earthquake to test the Coulomb stress triggering hypothesis and to calculate faults brought closer to failure. *Earth Planets Space*, 63, 1–6, doi:10.5047/eps.2011.05.010.



ESTUDIO PRELIMINAR DE LOS NIVELES DE RADÓN EN EL SUELO EN LA ZONA DE LA FALLA DE ALHAMA DE MURCIA

Preliminary study of soil radon levels in the Alhama de Murcia fault area

J. Bach (1), V. Moreno (2), M. Zarroca (1), E. Masana(3), Ll. Font (2) y R. Linares (1)

(1) Unitat de Geodinàmica Externa i d'Hidrogeologia. Universitat Autònoma de Barcelona. Edifici Cs. Campus UAB. 08193 Bellaterra, Barcelona. Joan.bach@uab.cat

(2) Unitat de Física de les Radiacions. Dpt. De Física. Universitat Autònoma de Barcelona. Edifici Cc. Campus UAB. 08193 Bellaterra, Barcelona.

(3) Departament de Geodinàmica i Geofísica. Universitat de Barcelona. Barcelona.

Resumen: Los niveles de ^{222}Rn en el suelo obtenidos a lo largo de 2 perfiles de la falla de Alhama de Murcia presentan valores bajos, sin variaciones espaciales importantes y pueden ser atribuidos al contenido local de radio. Las variaciones temporales obtenidas en una estación de medida en 2013 parecen dominadas por las variaciones de la presión atmosférica y enmascaran cualquier posible correlación con los principales sismos ocurridos en la zona, aunque para una conclusión definitiva se necesitaría un estudio más detallado con varias estaciones de medida.

Palabras clave: Actividad del radón y torón, sismicidad, falla activa, tomografía eléctrica de resistividades (ERT).

Abstract: Soil ^{222}Rn levels obtained in two profiles of the Alhama de Murcia fault show low values, without significant spatial fluctuations, and can be explained from the local radium present in soil. Temporal variations along 2013 obtained in a measurement station seem dominated by changes in atmospheric pressure, which masks any possible influence of nearby seismic events, though for a definitive conclusion a more detailed study with more continuous measurement points is required.

Key words: Radon and thoron activity, seismicity, active faults, electrical resistivity tomography (ERT).

Introducción

El conocimiento del grado de actividad de una falla es fundamental para la valoración del riesgo sismotectónico existente en una zona. La combinación de métodos tradicionales con nuevas técnicas geofísicas y de medidas de gases en suelos y aguas, enriquece y mejora considerablemente la información neotectónica (Zarroca et al., 2012).

El gas radón es un gas noble de origen natural, inodoro e insípido que presenta 3 isótopos radioactivos: ^{219}Rn (llamado actinón), ^{220}Rn (llamado torón) y ^{222}Rn (llamado comúnmente radón). Cada uno de estos isótopos se produce al desintegrarse un isótopo de radio mediante la emisión de una partícula alfa (núcleo de ^4He); ^{223}Ra , ^{224}Ra y ^{226}Ra , miembros éstos de las cadenas naturales de desintegración del ^{235}U , ^{232}Th y ^{238}U respectivamente. El gas radón es ubicuo en la corteza terrestre dado que los isótopos de radio mencionados están presentes en la mayoría de las rocas y tipos de suelo.

Los niveles de radón en el suelo vienen dados por el balance entre los procesos de generación y transporte a través de la matriz porosa del suelo. En ausencia de transporte, éstos estarían determinados básicamente por la actividad específica de ^{226}Ra en el suelo (^{224}Ra para el torón) y por el llamado coeficiente de emanación f , que indica el porcentaje de radón (torón) generado que alcanza el espacio intersticial.

Los procesos mencionados pueden provocar variaciones a corto plazo (horas-días) de los niveles de radón en el suelo del orden de un factor 2 e incluso mayor cuando se comparan los valores

medios estacionales. Sin embargo, en los casos en que pueda haber transporte de radón a grandes distancias, los niveles del mismo en el suelo pueden presentar variaciones aún mayores y repentinas. Tal es el caso cuando existen fallas o fracturas en la roca por las que el gas del suelo o el agua pueden fluir a grandes velocidades (e.g: Font et al., 2008; Moreno et al., 2009). Asimismo, fenómenos dinámicos tales como movimientos sísmicos que afectan a las condiciones de esfuerzo regionales pueden incidir sobre los niveles de radón en el suelo, ya sea mediante la creación de nuevas grietas y el aumento de la anchura de las fallas en el caso de fallas extensionales, o mediante el cierre de grietas y disminución de la anchura de las fallas en fallas compresivas (Utkin and Yurkov, 2010). El uso del gas radón como posible indicador precedente a los terremotos y como herramienta para la caracterización de fallas está ampliamente extendido en el mundo y constituye un campo de investigación muy activo, como se muestra en la excelente revisión hecha por Gosh et al. (2009) y en las referencias que incluye.

En los últimos años, la prospección geofísica somera se ha convertido en una herramienta estándar para el estudio de fallas sísmicamente activas, en numerosos contextos geológicos y tectónicos. La tomografía eléctrica de resistividades (ERT) es uno de los métodos más utilizados. Entre los principales objetivos específicos de la investigación geoeléctrica de las zonas de falla, se encuentran la geometría del plano de falla, la presencia, número y distribución de fallas secundarias asociadas y fallas cubiertas, y la estimación del salto de falla.

En el contexto del proyecto SHAKE se ha llevado a cabo un estudio de los niveles de radón en la zona de la falla de Alhama, Murcia, con los siguientes objetivos: i) ver si la presencia de la falla provoca variaciones espaciales en los niveles de radón en el suelo, consecuencia de que en algunos puntos el origen del radón pueda ser más profundo, con el fin de complementar la caracterización de la estructura de la zona mediante otros métodos, y ii) medir de forma continua los niveles de radón en dos puntos seleccionados con el fin de averiguar si los movimientos sísmicos pueden asociarse a variaciones temporales en los niveles de radón en el suelo.

La Falla de Alhama de Murcia (FAM)

Se describe como una falla direccional sinistorsa con componente inversa (Masana et al., 2004) que se extiende desde los alrededores de Murcia al norte, hasta la depresión de Huerca-Overa al sur (fig.1), con una orientación general NE-SO, limitando el borde noroccidental de la depresión Cuaternaria del Guadalentín. En base a los cambios de orientación, a las diferencias en la dislocación y a la sismicidad se subdivide en cuatro segmentos que de sur a norte son (fig. 1): (1) Huerca-Overa-Lorca, de 37 km de longitud, presenta una moderada concentración de epicentros de terremotos; (2) Lorca-Totana, de 16 km, presenta la máxima concentración de la sismicidad; (3) Totana-Alhama de Murcia, de 17 km i (4) Alhama de Murcia-Alcantarilla, de 23 km, sin un relieve claro asociado y con pocas evidencias de deformación reciente.

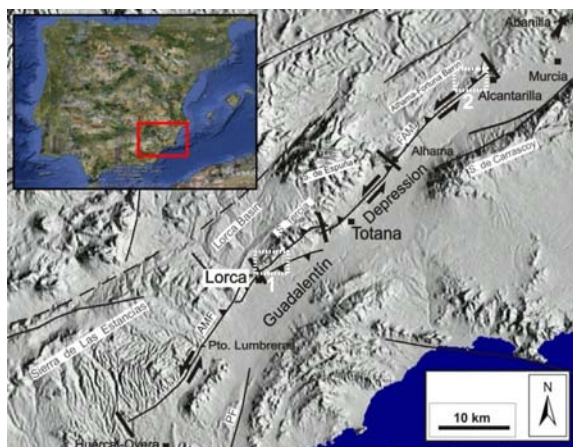


Figura 1: Situación de la FAM y las zonas estudiadas.

Figure 1. Situation of the AMF and the study areas.

Estas características de la falla de Alhama de Murcia determinaron la elección de dos zonas piloto con distintos grados de actividad, para la comparación de los niveles de radón. La zona 1 El Saltador-Lorca (fig. 1) se situó en el segmento (2) que es el que tiene la mayor concentración histórica de sismicidad. En este sector, al pie de los relieves generados por la falla, se han desarrollado varias generaciones de abanicos aluviales cuaternarios, controlados por la actividad de la falla, que se abren hacia la cuenca del Guadalentín y cubren el trazado de la falla. La zona 2 Alcantarilla (fig. 1) pertenece al segmento (4) que tiene menores evidencias, tanto morfológicas como sísmicas, de actividad reciente. En este sector

de relieve suave la falla pone en contacto las formaciones de yesos y margas miocenos con las formaciones detríticas finas del cuaternario.

En el período de estudio, desde el inicio del año 2012 a mediados del 2014, se han registrado en los alrededores de la FAM unos 300 terremotos de magnitud superior a 1, según datos de la base sísmica del Instituto Geográfico Nacional (IGN). La mayor concentración de epicentros se sitúa entre 15 y 20 km al NO de Lorca (fig. 2), pero también se observan epicentros a lo largo de toda la depresión del Guadalentín, siguiendo el trazado de la FAM desde Lorca a Alcantarilla. Los sismos de mayor magnitud, en el período de estudio, tienen lugar el mes de abril del año 2013, el día 4 uno de $M=3,7$ y el día 7 uno de $M=3,4$, en la zona NO de Lorca. Esta serie es la que se ha utilizado para analizar su relación con los niveles de gas radón.

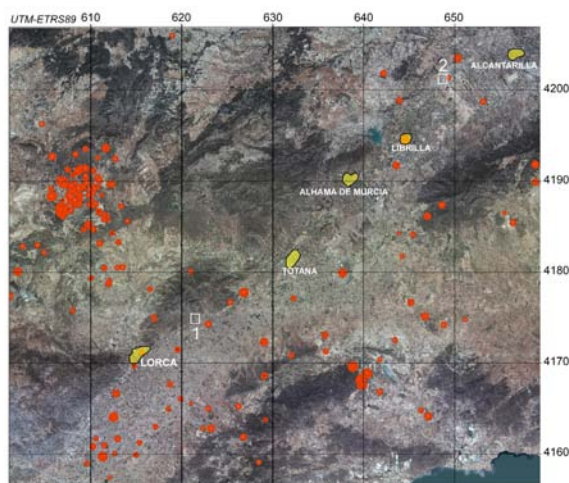


Figura 2: Situación de los epicentros sísmicos del período 2012 a junio 2014 (base de datos IGN) y zonas estudiadas.

Figure 2. Location of the seismic epicenters for the period 2012 to June 2014 (IGN data base) and study areas.

Métodos

Con el objetivo de determinar la configuración del subsuelo en las áreas a monitorizar, se llevaron a cabo dos perfiles (El Saltador Lorca y Alcantarilla) de ERT (Griffiths y Barker, 1993). Los perfiles se adquirieron mediante distintos dispositivos, para poder así comparar. El equipo utilizado fue un Spyscal Pro (IRIS) de 48 electrodos, con un espaciado interelectrónico de 5 m. Las imágenes fueron procesadas mediante el software de inversión RES2DInv (Geotomo).

Las medidas de la concentración de gas radón C_{Rn} ($Bq\cdot m^{-3}$) a lo largo de los dos perfiles se han realizado mediante tres monitores activos y portátiles distintos que permiten llevar a cabo tanto medidas puntuales como en continuo. Las primeras se han realizado con un monitor AlphaGUARD PQ2000 PRO, del fabricante Genitron y basado en una cámara de ionización, mientras que las medidas en continuo se han efectuado con el Barasol BMC2 del fabricante Algade y el Clipperton II, de la Universidad de Montpellier, ambos basados en detectores de semiconductor de silicio situados en tubos de difusión abiertos. El monitor Barasol además dispone

de unos sensores para la medida de la presión atmosférica y la temperatura.

Para las medidas puntuales se han instalado un total de diez sondas fijas por perfil, separadas una distancia entre 10 – 20 m. Cada sonda consiste en una varilla metálica, cilíndrica y hueca de 1.2 m de longitud y 0.015 m de diámetro, que se clava en el suelo hasta 1 m de profundidad con la ayuda de un martillo. Uno de sus extremos tiene forma de punta para favorecer la introducción en el suelo y unos pequeños orificios practicados en la parte inferior de la pared lateral que hacen posible la entrada del radón mientras que el otro extremo es abierto, permitiendo la recogida de la muestra de aire, y protegido mediante un tapón. La medida puntual se ha realizado con el monitor AlphaGUARD y la bomba de aire Alpha-PUMP del mismo fabricante, que permite extraer el aire del suelo. Cada muestra de aire es analizada durante 15 minutos durante los cuales el monitor proporciona una lectura por minuto. Teniendo en cuenta la diferencia de los periodos de semidesintegración entre los isótopos del radón, es posible determinar las concentraciones de ^{222}Rn y ^{220}Rn . Hasta la fecha se ha realizado un total de 5 campañas de medida, en las cuales se ha podido medir todos los puntos de los dos perfiles.

Por otro lado, la medida en continuo se ha realizado en un solo punto de cada perfil. El monitor Barasol o Clipperton se ha situado en el interior de un tubo de PVC, de 1 m de longitud y 0.075 m de diámetro, clavado directamente en el suelo, con una tapa y un aislante. El monitor ha sido programado para proporcionar una medida cada hora que es almacenada en su memoria interna hasta el momento de la descarga de datos. El monitor Barasol ha proporcionado datos de forma continua durante 10 meses del 2013, mientras que del monitor Clipperton solo se dispone datos de los dos primeros meses de medida, debido a problemas de alimentación.

Resultados

Las imágenes de resistividad han permitido identificar las principales unidades que componen el subsuelo monitorizado. Los resultados obtenidos fueron calibrados mediante la cartografía geológica de campo en la que se identificaron los materiales aflorantes.

Los valores medios de la concentración de ^{222}Rn en el perfil de El Saltador Lorca (Fig. 3a) se encuentran entre $5.6 - 12.9 \text{ Bq}\cdot\text{m}^{-3}$. A lo largo del perfil se observa una clara discontinuidad entre los puntos S6 y S7, ya que a cada lado de esta zona los niveles presentan unos valores medios de $6.2 \pm 0.1 \text{ Bq}\cdot\text{m}^{-3}$ y $12.1 \pm 0.3 \text{ Bq}\cdot\text{m}^{-3}$, respectivamente. Con respecto al ^{220}Rn , los valores varían entre $9.4 - 23.3 \text{ Bq}\cdot\text{m}^{-3}$, encontrándose los niveles más bajos en la parte central del perfil. Por otro lado, en el perfil de Alcantarilla (Fig. 3b), los valores medios de la concentración de ^{222}Rn y ^{220}Rn varían entre $1.0 - 21.8 \text{ Bq}\cdot\text{m}^{-3}$ y $2.1 - 14.7 \text{ Bq}\cdot\text{m}^{-3}$, respectivamente. En este perfil, los valores mínimos de ambos gases coinciden en el punto B4.

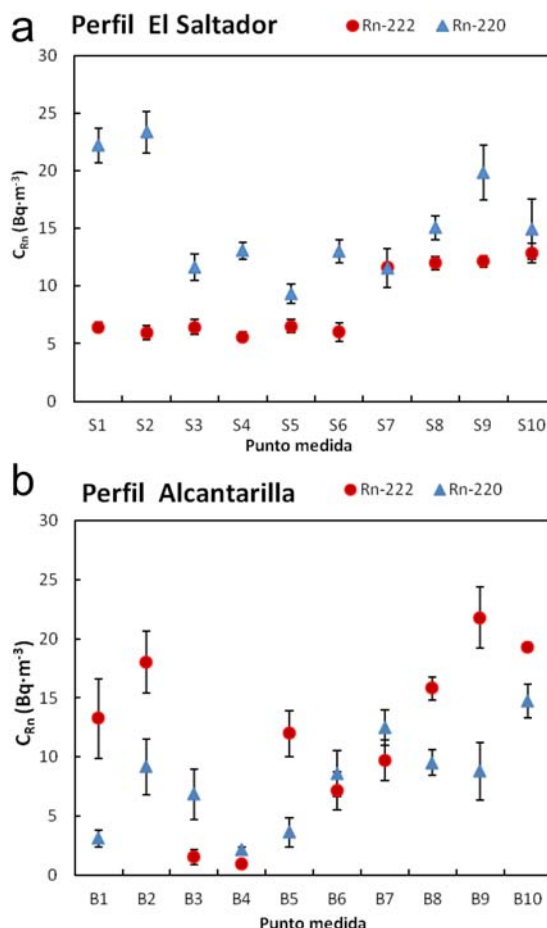


Figura 3: Valor medio de la concentración de ^{222}Rn y ^{220}Rn en los diez puntos de medida de cada perfil (a: El Saltador; b: Alcantarilla) obtenidos con el monitor AlphaGUARD.

Figure 3. ^{222}Rn and ^{220}Rn concentration mean value at the ten measurement points of each profile (a: El Saltador; b: Alcantarilla) obtained by AlphaGUARD monitor..

La C_{Rn} medida de forma continua durante 2 meses en el perfil de Alcantarilla (Fig. 4a) presenta un valor medio de $37.4 \pm 0.1 \text{ Bq}\cdot\text{m}^{-3}$ y una desviación estándar de $3.4 \text{ Bq}\cdot\text{m}^{-3}$. Es un nivel de Rn más elevado que los del resto del perfil. En cambio, la C_{Rn} medida durante 11 meses en el perfil de El Saltador presenta un valor medio de $11.60 \pm 0.02 \text{ Bq}\cdot\text{m}^{-3}$ y una desviación estándar de $1.7 \text{ Bq}\cdot\text{m}^{-3}$. Este valor está de acuerdo con los niveles de radón de los puntos de medida de su alrededor. La mayor fluctuación de valores obtenida con el Clipperton (el doble del Barasol) puede ser debida al ruido electrónico del propio detector.

Analizando en detalle un periodo de medida de radón en el perfil de El Saltador, durante el cual han tenido lugar los sismos más importantes, no se observa una clara relación entre estos sismos y los niveles de Rn (Fig. 4b). Una posible influencia queda totalmente enmascarada por las variaciones debidas a otros factores. Con respecto a la temperatura no se observa una relación directa con los niveles de Rn obtenidos. En cambio, parece existir una cierta relación entre las disminuciones de la C_{Rn} con los incrementos de la presión atmosférica en el interior del orificio (Fig. 4b).

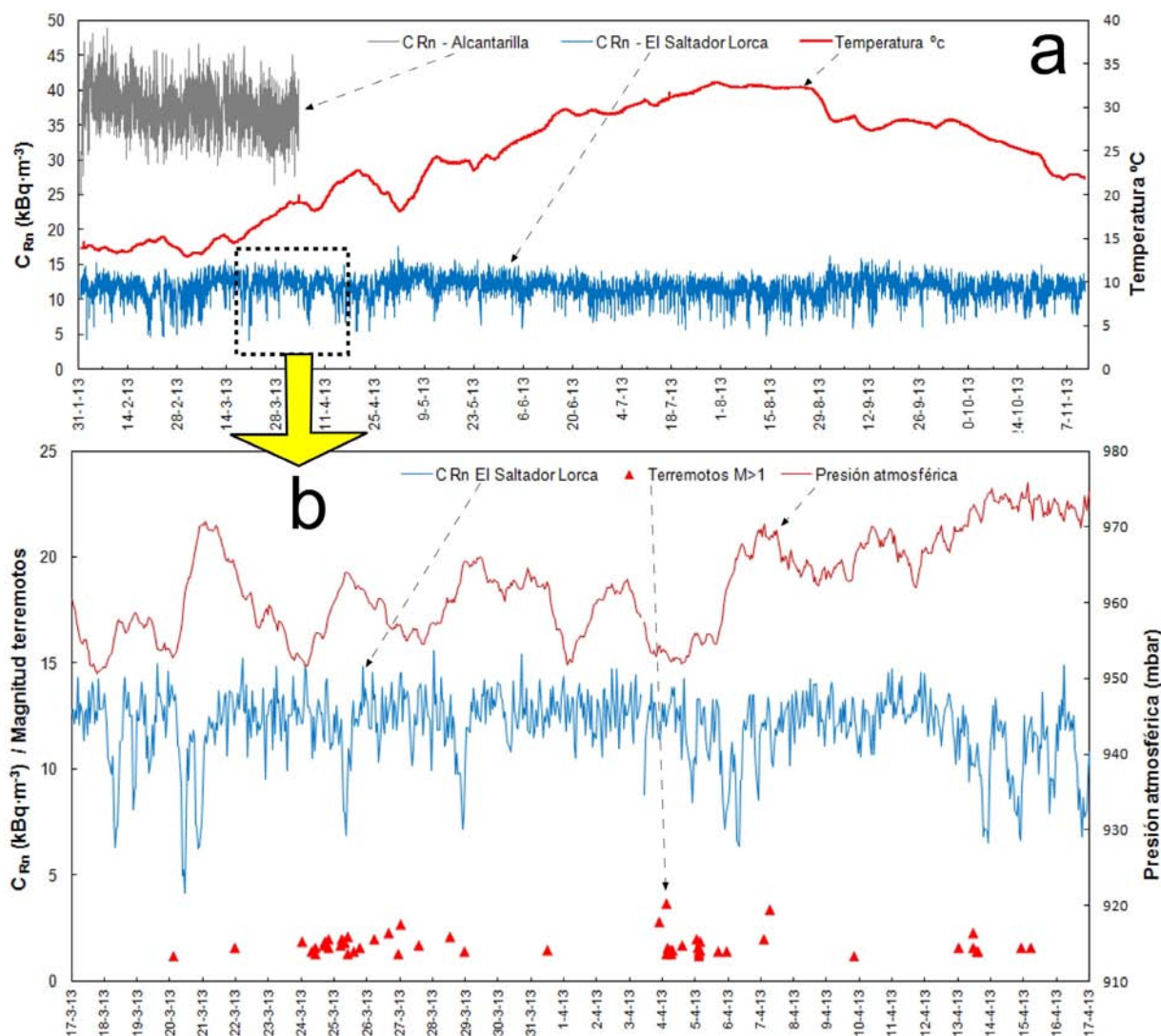


Figura 4: a: Evolución temporal de la concentración de ^{222}Rn y la temperatura en el suelo del perfil de El Saltador, medidos con el monitor Barasol durante diez meses, y la concentración de radón en el perfil de Alcantarilla medida con el monitor Clipperton durante dos meses. b: Evolución temporal de la concentración de ^{222}Rn y la presión atmosférica en el suelo del perfil de El Saltador medida durante un mes de primavera junto con la magnitud de los sismos que han tenido lugar en este periodo.

Figure 4. a: Temporal evolution of soil ^{222}Rn concentration and soil temperature at El Saltador profile, measured by Barasol monitor for ten months, and soil radon concentration at Alcantarilla profile measured by Clipperton monitor for two months. b: Temporal evolution of soil ^{222}Rn concentration and soil atmospheric pressure at El Saltador profile for a spring month together with magnitude of earthquake during this period.

Conclusiones

Los niveles de ^{222}Rn medidos en los perfiles realizados en las dos zonas de estudio corresponden a valores relativamente bajos y sin variaciones importantes, que pueden atribuirse a un origen local. Las medidas en continuo de la estación de El Saltador Lorca no reflejan, con los datos del año 2013 y el grado de sismicidad de este período, ninguna relación con los principales sismos sucedidos, de manera que la oscilación observada parece relacionarse en gran parte con las variaciones de la presión atmosférica. Cabe destacar que el estudio se ha realizado con tan sólo una estación de medida en continuo en condiciones y en un período con un grado de sismicidad relativamente bajo, por ello no se puede descartar que con grado mayor de sismicidad y con más estaciones de medida se puedan observar relaciones entre los niveles de radón y la sismicidad.

Agradecimientos: Este estudio ha sido financiado por el proyecto de investigación CGL2011-30005-C02-01.

Referencias bibliográficas

- Font, Ll., Baixeras, C., Moreno, V., Bach, J. (2008). Soil radon levels across the Amer fault. *Radiation Measurements*, 43, S319-S323.
- Ghosh D., Deb, A., Sengupta, R. (2009). Anomalous radon emission as precursor of earthquake. *Journal of Applied Geophysics*, 69, 67-81.
- Masana, E., Martínez-Díaz J.J., Hernández-Enrile, J.L., Santanach, P. (2004) The Alhama de Murcia fault (SE Spain) a seismogenic fault in a diffuse plate boundary. *J. Geophysical Research*, vol. 109, B011301.
- Moreno, V., Bach, J., Baixeras, C., Font, Ll. (2009). Characterization of blowholes as radon and thoron sources in the volcanic region of La Garrotxa, Spain. *Radiation Measurements*, 44, 929-933.
- Utkin, V.I. & Yurkov, A.K. Radon as tracer of tectonic movements (2010). *Russian Geology and Geophysics*, 51, 220-227.
- Zarroca, M., Linares, R., Bach, J., Roqué, C., Moreno, V., Font, L. & Baixeras, C. (2012). Integrated geophysics and soil gas profiles as a tool to characterize active faults: the Amer fault example (Pyrenees, NE Spain). *Environmental Earth Sciences*, 67, 889-910.



DRAINAGE NETWORK EVOLUTION LINKED WITH AN EXTENSION TO TRANSPRESSION CHANGING TECTONIC SCENARIO. THE EXAMPLE OF THE ALHAMA DE MURCIA STRIKE-SLIP FAULT

Evolución de la red fluvial como consecuencia de un cambio en el régimen tectónico extensivo a transpresivo. El ejemplo de la falla de Alhama de Murcia.

José Vicente Pérez Peña (1), Marta Ferrater (2), Guillermo Booth-Rea (1,3), José Miguel Azañón (1,3), Flavio Giaconia (1), Eulàlia Masana (2), Jorge Pedro Galve Arnedo (1)

(1) Departamento de Geodinámica. Facultad de Ciencias. Universidad de Granada, Campus Fuentenueva s/n, 18071, Granada, Spain. vperez@ugr.es

(2) Departament de Geodinàmica i Geofísica, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, c/ Martí i Franquès s/n, 08028 Barcelona, Spain

(3) Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (CSIC-UGR). Avda. de las Palmeras 4, 18100 Armilla (Granada), Spain.

Resumen: La red de drenaje actual de la zona situada entre Lorca y Totana ha registrado el cambio en el régimen tectónico de extensivo a transpresivo, ocurrido en la cordillera Bética oriental. Esta red preserva aún rasgos geomorfológicos heredados de la extensión Miocena. La red miocena ha sido reemplazada desde el Pleistoceno medio por un nuevo sistema de drenaje transversal que avanza progresivamente hacia el NO como respuesta a un cambio de nivel de base producido por la falla de Alhama de Murcia. En este trabajo hemos calculado varios índices geomorfológicos con el fin de evaluar la actividad tectónica reciente de las principales estructuras del área; la falla de Alhama de Murcia y el anticlinal de la Sierra de la Tercia. El rejuvenecimiento del relieve relacionado con el proceso de inversión tectónica es manifiesto en altos valores del índice SLK y del índice Ksn, curvas hipsométricas de perfiles convexos, y knickpoints en los perfiles de área-pendiente.

Palabras clave: Análisis del relieve, Béticas orientales, índices geomorfológicos, inversión tectónica.

Abstract: The complex present-day drainage network of the Lorca-Totana area records the changing tectonic setting, from extension to transpression in the eastern Betics. This drainage network preserves geomorphic features inherited from late Miocene extension that are being overprinted by a new transverse fluvial system. This new system advanced towards the NW since the middle Pleistocene in response to the base-level drop related to the NE-SW oriented Alhama de Murcia sinistral-reverse fault. Geomorphic indexes calculated in this work suggest the present-day activity of the Alhama de Murcia fault and the Tercia anticline, the major tectonic structures in the area. The landscape rejuvenation associated with this process results in; high SLK anomalies and Ksn index, convex-shaped and complex hypsometric curves, contrasting slope-area plots and high steepness index values.

Key words: Landscape analysis, eastern Betics, geomorphic indexes, tectonic inversion.

Introduction

Drainage network systems are capable to adapt to changes in the surface slope, thus having the potential to record the tectonic evolution within a region. Different types of tectonic structures promote different response of drainage networks that, in turn, produce distinctive morphotectonic features. Even though morphological features linked to drainage network do not prevail for long time in landscapes, they constitute valuable tools for reconstructing the tectonic evolution of a region, especially when the region has undertaken a meaningful change in the tectonic regimen.

Tectonic activity in an area can be evaluated through the use of geomorphic indexes. Tectonic derived topographic uplift generates anomalies in river gradients, catchment areas, topographic profiles, etc., that can be analyzed with the aid of Digital Elevation Models with appropriate resolution. In the last decade the recent evolution of GIS technology and the availability of high-resolution DEMs have produced an extensive use of geomorphic indexes in studies of recent tectonic activity (Pérez-Peña et al., 2009; Kirby and Whipple, 2012).

Tectonic inversion from an extensional to a strike-slip tectonic setting occurred recently in the eastern

Betics (SE Spain). Pliocene to Quaternary large strike-slip faults reused previous Late Miocene normal faults associated with NW-SE and NE-SW extension (Booth-Rea et al., 2004). This is the case of the Alhama de Murcia NE-SW sinistral fault (Bousquet, 1979) that formed in a zone with inherited features from Late Miocene extension.

The present-day drainage pattern in the region is the result of the interplay between the inherited Miocene geomorphic features and the recent drainage network that responds to the tectonic activity of the structures in the area. This drainage system has recorded the tectonic inversion and provides information that can help to understand the complex landscape in this region.

In this work we characterize several geomorphic indexes in the area affected by the Alhama de Murcia fault (eastern Betics). In this area, tectonic inversion prompted the present-day new drainage network to overprint a pre-existing drainage system related with Miocene extension. In this work we provide a morphometric analysis that helps to reconstruct the tectonic history of this complex landscape and understand how active structures currently control the present-day drainage network.

Geological setting

The eastern Betics are located in the northern branch of the Gibraltar arc that encloses the westernmost-Mediterranean Alboran and Algero-Balearic basins. Large-scale upper-crustal extension occurred during middle to late Miocene in the internal parts of the orogen (Booth-Rea et al., 2004; Behr and Platt, 2012). Due to the westward migration of the extensional loci, extension ceased and a generalized tectonic inversion related to NW-SE convergence between Africa and Europe occurred. The Alhama de Murcia fault is one of the main transpressive tectonic structures that formed during tectonic inversion. This fault (Fig. 1), together with other strike-slip faults in the SE Betics and their related shortening structures, absorbs a great part of the shortening produced by the convergence between the Eurasian and African Plates at a rate of 4.5-5.6 mm/yr (De Mets et al., 1994). This fault is seismogenic, having produced palaeo-seismic events up to Mw 7.0, several IMSK VII-VIII earthquakes in the last 500 years, and the 2011 Mw = 5.2 Lorca earthquake, the most recent damaging earthquake in Iberia (Vissers and Meijninger, 2011; Martínez-Díaz et al., 2012).

Geomorphological setting

The relief in the eastern Betics is the result of the interplay between Neogene extensional tectonics and the later tectonic inversion, and it is characterized by a basin and range structure, especially within the Internal Zones of the cordillera (Booth-Rea et al., 2004). The main mountain ranges of the study area (Sierra Espuña and Sierra de la Tercia) formed under the late-Miocene extensional tectonic setting as proto-ranges of low-to-moderate elevation in the footwall of extensional faults (Fig. 1).

The morphotectonic features related to late Miocene extension are NW-SE and SW-NE oriented mountain fronts associated with normal faults in the Sierra Espuña and thick late-Miocene alluvial fans developed at the foot of extensional structures (Booth-Rea et al., 2004).

Due to Alhama de Murcia fault reactivation as a reverse left-lateral fault, the Sierra de la Tercia footwall turned into one of the main ranges in the area (Fig. 1). This change produced a general reorganization in the drainage network driven by successive river captures. These capture processes can be evidenced by wind gaps, abrupt changes in river courses and high fluvial incision.

Geomorphic index analysis

In order to analyze the present-day state and the recent evolution of the drainage network in the area, several geomorphic indexes have been analyzed. We selected eight representative basins; Pintado, Saltador, Zarcico, de los Carboneros, Lébor, Totana, Casa del Peralejo and Cañada del Cabezo (Fig. 1). Drainage basins south of the Sierra de la Tercia range are short and roughly perpendicular (NW-SE) to the main fault direction (Fig. 1), except the Rambla de los Carboneros with a NE-SW orientation parallel to the AMF. Some channels in these basins show left-lateral offsets (up to 27 m) at their intersections with the AMF that evidence its recent activity (Martínez-Díaz et al., 2003). Drainage basins on the northern side of the Sierra de la Tercia are shorter and do not cross the AMF. Drainage basins of the Rambla de Lébor and Totana are very different from the latter basins. These rivers have their sources in the Sierra Espuña range, and cross the anticline of the Sierra de la Tercia to discharge into alluvial fans at the Guadalentín depression. These two basins have a complex geometry (L-shaped), with NE-SW orientation at the source and NW-SE orientation as they get closer to the AMF (Fig. 1).

SLk index anomalies

The SLk index is a normalization of the traditional stream length-gradient index (SL) (Hack, 1973). This normalization of the SL index is made by using the river graded gradient (named as K parameter) (Pérez-Peña et al., 2009). SLk index correlates to stream power, and it is especially useful to depict river gradient anomalies and knickpoints (Pérez-

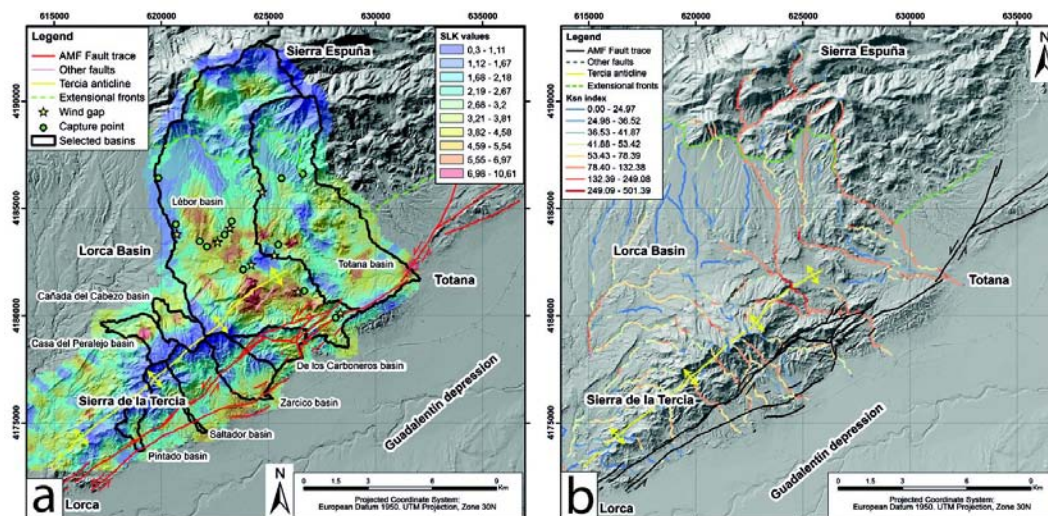


Figura 1: a) Modelo Digital de Elevaciones de la zona de estudio con los valores del índice SLk superpuestos. Se muestran las principales estructuras, cuencas seleccionadas, wind gaps y puntos de captura. b) Índice Ksn para la zona de estudio.
Figure 1: a) Digital Elevation Model of the study area with superposed SLk values. The figure also shows the main tectonic structures, selected watersheds, wind gaps and capture points. b) Ksn map for the study area.

Peña et al., 2009). Anomalies in this index are principally due to tectonic activity and/or lithologic changes of the riverbed.

The SLk index was calculated for the main rivers in segments of 250 meters. The SLk anomaly map of the study area shows several anomalies (areas with high gradients, Fig. 1a). The main SLk anomalies are located within the Lébor and the Totana basins, and they correspond to the capture points of the old Miocene drainage network (Fig. 1a). SLk anomalies in the Totana basin are more restricted to capture points, whereas in the Lébor basin they cover a larger area, with the largest values related to the eastern closure of the Sierra de la Tercia anticline. High values within the Casa del Peralejo and Cañada del Cabezo basins occur at the northwestern limb of the Sierra de la Tercia anticline. Anomalies at the Saltador and Zarcico basins coincide with active segments of the AMF (Fig 1a).

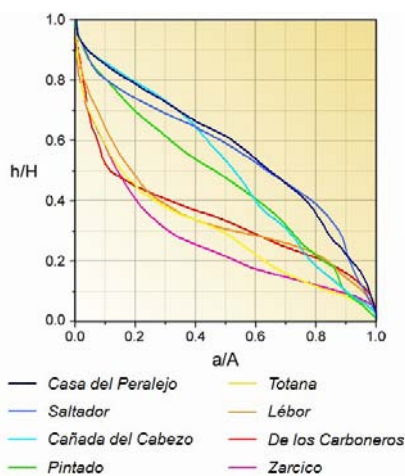


Figura 2: Curvas hipsométricas de cuencas seleccionadas.

Figure 2: Hypsometric curves for selected basins.

Hypsometric curves

The hypsometric curve represents the distribution of relative areas versus relative altitudes of a particular basin (Strahler, 1952). The shape of the hypsometric curve correlates with the stage of geomorphic development of the basin; old basins give concave shapes, mature basins draw S-shaped curves, and young basins produce convex-shaped curves (Strahler, 1952).

In the study area, most hypsometric curves are complex with several inflection points, i.e. points where the curve changes from convex to concave shape (Fig. 2). However, some of the shorter basins located on both limbs of the Sierra de la Tercia anticline show convex shapes. The two largest basins, Totana and Lébor, have concave-shaped hypsometric profiles. Both hypsometric curves are similar except in the middle-lower part, where the Lébor basin is clearly convex-shaped (Fig. 2). This convex-curvature coincides with Sierra de la Tercia anticline, where streams are highly entrenched and form deep gorges.

Slope area analysis and steepness index

Graded rivers show an exponential relationship between channel slope (S) and up-stream area (A) (Hack, 1957). This well-known relation is described by the power-law:

$$S = ks A^{-\Theta}$$

where ks is the channel steepness-index and Θ the concavity index (Flint, 1974). This power-law relation has been used in several tectonic studies, since rivers that are affected by active tectonics, changes in river bed lithology, and/or climate, present different area-slope relations and thus dissimilar ks and Θ . However, as ks and Θ are highly correlated, a best way to compare channel steepness is through the normalized steepness index (K_{sn}) that is calculated for river segments considering a reference concavity (Θ_{ref}) (Wobus et al., 2006; Kirby and Whipple, 2012). Slope-Area logarithmic plots were calculated for the Totana and Lébor basins whereas K_{sn} index was estimated for the whole drainage network. We selected a Θ_{ref} of 0.5 for the analysis. This reference concavity is slightly larger than the 0.45 value proposed in bibliography (Kirby and Whipple, 2012 and references herein), but it fits better with the mean concavity values obtained from the regression of the longitudinal profiles of the main rivers of the study area.

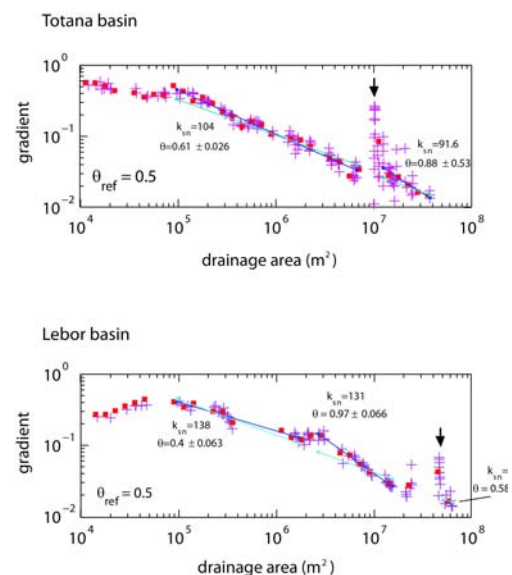


Figura 3: Gráficos logarítmicos de la relación área-pendiente para las cuencas de Totana y Lébor. Las flechas negras indican los principales knickpoints en ambos perfiles.

Figure 3. Logarithmic area-slope plots for Totana and Lébor basins. Black arrows indicate the main vertical-steep knickpoints.

The Totana and Lébor basin show two well-differentiated parts, separated by prominent knickpoints (Fig. 3). These profile segments also show slightly decreasing K_{sn} values towards river mouth.

We computed normalized steepness index in segments of 250 meters obtained with a drainage threshold area of 50 km² and using a reference concavity of 0.5 (Fig. 1b). Two areas with high K_{sn} values can be well differentiated; the middle-to-upper reaches of the Totana and Lébor basins and high values associated with the Alhama de Murcia fault (Fig. 1b).

Discussion and conclusions

The geomorphic indexes obtained in this work are consistent with the AMF and the Sierra de la Tercia anticline recent activity. SLk index anomalies (i.e. areas with high river gradients) show an interesting distribution. The highest values are located within the Lébor basin, and related to the north-eastern closure of Sierra de la Tercia anticline, where rivers present remarkable incision. These higher gradients in the Lébor basin are also visible in the *Ksn* map and area-slope plots and suggests a recent activity of the Sierra de la Tercia anticline. On the other hand, SLk index anomalies are also visible in the Totana basin, but contrary to those of the Lébor basin, these anomalies are only restricted to capture points. High values of SLk are also related to the AMF fault trace between the Saltador and Zarcico basin, and to the northern limb of Sierra de la Tercia anticline (middle parts of Cañada del Cabezo and Casa del Peralejo basins), thus pointing to a recent activity of both structures in those areas.

Hypsometric curves of basins draining the NW and SE limbs of the Tercia anticline have convex-shapes, thus indicating a young drainage system related to active folding (Casa del Peralejo, Saltador, Cañada del Cabezo and Pintado basins, Fig. 2). The Totana and Lébor basins show roughly concave hypsometric curves with similar shapes, with high gradients in their upper parts indicative of a mature stage of geomorphic development. However, the Lébor hypsometric curve presents a higher convexity coinciding with the Tercia anticline (Fig. 2). This convexity points to a younger landscape in this part that agrees with the high SLk and *Ksn* values (Fig. 1) related to the recent river incision driven by the growth of the Sierra de la Tercia anticline.

Slope-area plots of the Lébor and Totana basins show prominent knickpoints that separate upper and lower segments with roughly similar steepness indexes (Fig. 3). These plots are characteristics of vertical-steep knickpoints (Kirby and Whipple, 2012), and are related to capture processes without a clear tectonic meaning. However, the Lébor basin yields higher values of *Ksn* than Totana basin, thus pointing to higher uplift rates in this area. This feature is also observed in the *Ksn* map, where the highest values occur in a wider area within the Lébor basin but are restricted to capture points at the Totana basin.

The distribution of wind gaps (Fig. 1a) evidences an old drainage network with SW to NE orientation related to the Sierra de la Tercia tilted block and NE to SW orientation associated with the Sierra Espuña footwall range. These old drainage networks were overprinted by the present-day N-S to NW-SE network that formed in response to the activity of the AMF and the Tercia anticline.

The capture of the old Miocene drainage network was probably due to a generalized base-level drop related with the AMF and driven by headward erosion, as can be deduced from slope-area plots that show similar *Ksn* at both sides of the major knickpoints. This base-level drop promoted the capture of the drainage network at the foot of the Sierra Espuña by the Lébor and Totana basins. These two basins still preserve some geomorphic

features in their upper parts inherited from the Miocene extension that are clear from longitudinal and ridge-line profiles.

The development and growth of the Sierra de la Tercia anticline played a crucial role in the actual drainage system configuration. It prevented part of the drainage system of the Lorca basin to be captured by the Lébor catchment and caused a generalized uplift in the latter. It also caused uplift and high river incision in the basins draining the north and southern limbs of the Sierra de la Tercia, and the consequent increase in sediment supply to the Guadalentín depression. The intersection of the northwestern closure of the Sierra de la Tercia anticline with the Lébor river produces the highest incision rates in the region forming deeply incised gorges.

Acknowledgements: The authors were supported by research projects CGL2011-29920, CSD2006-00041 TOPOIBERIA CONSOLIDER-INGENIO2010, CTM2007-66179-C02-01/MAR, CGL2011-30005-C02-02 SHAKE, and the CTM2011-30400-C02-01 HADES Projects from the Spanish Ministry of Science and Innovation.

References.

- Behr W.M. & Platt J.P. (2012). Kinematic and thermal evolution during two-stage exhumation of a Mediterranean subduction complex. *Tectonics*, 31, TC003121.
- Booth-Rea G., Azañón J.M., Azor A. & García-Dueñas V. (2004). Influence of strike-slip fault segmentation on drainage evolution and topography. A case study: the Palomares Fault Zone (southeastern Betics, Spain). *Journal of Structural Geology*, 26, 1615-1632.
- Bousquet J.C. (1979). Quaternary strike-slip faults in south-eastern Spain. *Tectonophysics*, 52, 277-286.
- Demets C., Gordon R.G., Argus D.F. & Stein S. (1994). Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophysical Research Letters*, 21, 2191-2194.
- Flint J.J. (1974). Stream gradient as a function of order, magnitude, and discharge. *Water Resources Research*, 10, 969-973.
- Hack J.T. (1973). Stream profile analysis and stream-gradient index. *Journal of Research of the U. S. Geological Survey*, 1, 421-429.
- Kirby E. & Whipple K.X. (2012). Expression of active tectonics in erosional landscapes. *Journal of Structural Geology*, 44, 54-75.
- Martínez-Díaz J.J., Masana E., Hernández-Enrile J.L. & Santanach P. (2003). Effects of repeated paleoearthquakes on the Alhama de Murcia fault (Betic Cordillera, Spain) on the Quaternary evolution of an alluvial fan system. *Annals of Geophysics*, 46, 775-792.
- Martínez-Díaz J.J., Bejar-Pizarro M., Álvarez-Gómez J.A., Mancilla F., Stich D., Herrera G. & Morales J. (2012). Tectonic and seismic implications of an intersegment rupture. *Tectonophysics*, 546, 28-37.
- Pérez-Peña J.V., Azañón J.M., Azor A., Delgado J. & González-Lodeiro F. (2009). Spatial analysis of stream power using GIS: SLk anomaly maps. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34, 16-25.
- Strahler A.N. (1952). Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Geological Society of America Bulletin* 63: 1117-1142
- Vissers R.L.M. & Meijninger B.M.L. (2011). The 11 May 2011 earthquake at Lorca (SE Spain) viewed in a structural-tectonic context. *Solid Earth*, 2, 199-204.
- Wobus C., Whipple K.X., Kirby E., Snyder N., Johnson J., Spyropoulou K., Crosby B. & Sheehan D. (2006). Tectonics from topography: Procedures, promise, and pitfalls. In *Tectonics, Climate and Landscape Evolution*, Willett S.D., Hovius N., Brandon M.T., Fisher D.M. (eds). *Geology Society of America Special Papers*, 55-74.



CARACTERIZACIÓN DE LA DEFORMACIÓN DE LA ZONA DE FALLA DE CARBONERAS MEDIANTE GPS

Characterizing present-day slip rates along Carboneras Fault Zone using GPS measurements

A. Echeverría (1), G. Khazaradze (1), E. Asensio (1), E. Masana (1).

(1) Departament de Geodinàmica i Geofísica, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona. annaecheverria@gmail.com

Resumen/resumo: En este trabajo se presenta el campo de deformación horizontal medido con GPS de la Zona de Falla de Carboneras (ZFC), localizada en el Sistema de Cizalla de las Béticas Orientales en el SE España. Las estaciones situadas a ambos lados de la falla muestran diferentes orientaciones de las velocidades, con magnitudes entre 1.5-2 mm/año respecto a Eurasia. La tasa de deslizamiento sinistoso obtenida para la falla es de 1.3 ± 0.2 mm/año, mientras que la de acortamiento es inferior (~ 0.4 mm/año). Estos nuevos datos GPS ponen de manifiesto la actividad tectónica de la falla y su carácter transpresivo, con una mayor importancia del componente de desgarre. Las tasas de deslizamiento geodésicas presentadas en este trabajo son coherentes con los resultados de estudios geológicos a lo largo de la falla en tierra y mar.

Palabras clave: Falla Carboneras, Béticas Orientales, GPS, fallas activas.

Abstract: We present a GPS-derived horizontal velocity field of the Carboneras Fault Zone (ZFC), located in the Eastern Betic Shear Zone in SE Spain. The stations located on the both side of the fault show different velocity orientations, with magnitudes ranging from 1.5 to 2 mm/yr. The left-lateral slip rate inferred for the fault is 1.3 ± 0.2 mm/yr while the shortening rate is lower (~ 0.4 mm/yr). These new results reveal a continued tectonic activity of the Carboneras fault and illustrate its transpressive behaviour of the fault, with a predominance of the strike-slip component. The presented geodetic slip rates are in agreement with the geologic slip rates obtained from onshore-offshore studies.

Key words: Carboneras fault, Eastern Betics, GPS, active faults

La utilización del GPS como herramienta de observación de las deformaciones corticales actuales nos permite la identificación de las zonas tectónicamente activas así como la detección de movimientos relativos con una alta precisión (submilimétrica). En este trabajo se presenta la deformación cortical detallada derivada de las observaciones GPS del norte de la Zona de Falla de Carboneras (ZFC). La ZFC es una estructura de deformación lenta, la más meridional y más larga del Sistema de Cizalla de las Béticas Orientales. La ZFC, tiene una longitud total de 150km con un tercio de su traza emplazada en tierra y el resto en el mar de Alborán. Por este motivo, el estudio geodésico realizado en este trabajo solo abarca la parte emergida.

El Sistema de Cizalla de las Béticas Orientales junto con la Zona de Cizalla Trans-Alboran (su continuación hacia el sur) absorbe parte de la deformación debida a la convergencia entre las placas Euroasiática y de Nubia (4-6 mm/a). La ZFC es una estructura de desgarre sinistral con componente transpresivo, orientada NE-SW, formada por diversas ramas subverticales y con expresión morfológica (Moreno, 2011). La sismicidad instrumental e histórica asociada a la falla es escasa, si bien el terremoto de Almería de 1522 (I=VIII-IX) podría haberse originado cerca de la traza de la ZFC (Reicherter y Hübscher, 2007). Estudios paleosismológicos integrando resultados en tierra y en mar revelan el carácter sismogénico y tsunamigénico de la falla, así como una tasa de

deslizamiento mínima de 1.3 mm/a para el segmento Norte de la ZFC (Moreno, 2011).

Para la determinación del campo de velocidades de la zona se han utilizado los datos de 6 estaciones GPS tanto continuas (CGPS), como de campaña (SGPS). Las estaciones de campaña pertenecen a la red geodésica CuaTeNeo, instalada en 1996 con el fin de determinar la cuantificación de la deformación cortical en las Béticas Orientales (Echeverría et al., 2013). Esta red ha sido observada en 5 campañas: 1997, 2002, 2006, 2009 y 2011. Para este estudio se han empleado 3 puntos de los 15 en total que dispone la red: HUEB (Sierra Alhamilla), CARB (localidad de Carboneras), y REL (Cabo de Gata). En este caso, se han utilizado los resultados publicados por Echeverría et al. (2013). De las 3 estaciones CGPS, dos están localizadas en la ciudad de Almería con una separación de 2 km: ALME y ALMR. La estación ALME, pertenece a la red ERGNSS del IGN y fue instalada en 1999. ALME está emplazada en el tejado del Observatorio Geofísico sobre una torre metálica de 3m de altura. La estación ALMR pertenece a la red RAP de la Junta de Andalucía y fue instalada en 2007 en el Hospital Torrecárdenas, sobre un soporte metálico de aproximadamente 1 m de altura. La tercera estación continua es GATA, instalada en el Cabo de Gata por el proyecto EVENT (CGL2006-12861-C02-01) a finales de 2008. GATA es una de las pocas estaciones de la península Ibérica con un diseño de *Short Drill Brace Monument* (www.unavco.com), consistente en 4 barras de acero inoxidable ancladas

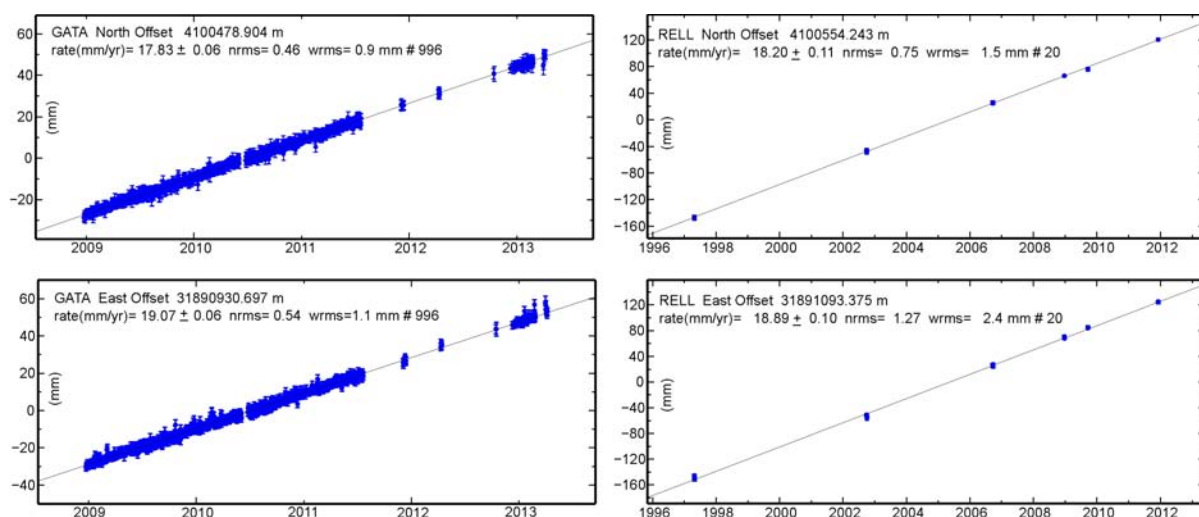


Figura 1: Series temporales horizontales (componente N arriba y componente E abajo) de la posición diaria de la estación permanente GATA y la estación de campaña RELL, en el sistema de referencia ITRF2008.

Figure 1: Daily position time-series (N component up and E component down) of GATA permanent station and campaign point RELL, in the ITRF2008 reference frame.

al menos medio metro en la roca. Este tipo de monumentación asegura una buena estabilidad a largo plazo así como el mínimo impacto ambiental. Esta estación está localizada a 0.2 km del punto RELL.

En este trabajo se han analizado los datos de estaciones CGPS desde el 2008.8 al 2013.3. El procesado se ha realizado siguiendo la metodología propuesta por McClusky et al. (2000) mediante el software GAMIT/GLOBK (Herring et al., 2010). La ventana temporal de 4.5 años corresponde al máximo período de datos disponible de las tres estaciones continuas y minimiza el efecto de la señal anual en las series temporales (Blewitt y Lavallée,

2002). Para el cálculo de errores se ha eliminado la señal periódica y se ha aplicado como modelo de ruido el *Real Sigma* (Herring, 2003) implementado en el módulo GLOBK. En la Figura 1 se muestra la serie temporal de GATA, donde se observa que el periodo de registro no ha sido continuo debido a problemas de alimentación de la estación. El campo de velocidades obtenido en el sistema de referencia ITRF08 ha sido combinado y rotado mediante la herramienta *velrot* (incluida en el propio GAMIT/GLOBK) respecto al marco de referencia de Eurasia occidental de Echeverría et al. (2013). De esta manera, las velocidades de las estaciones continuas (provenientes de este estudio) y las estaciones SGPS (provenientes de Echeverría et al.

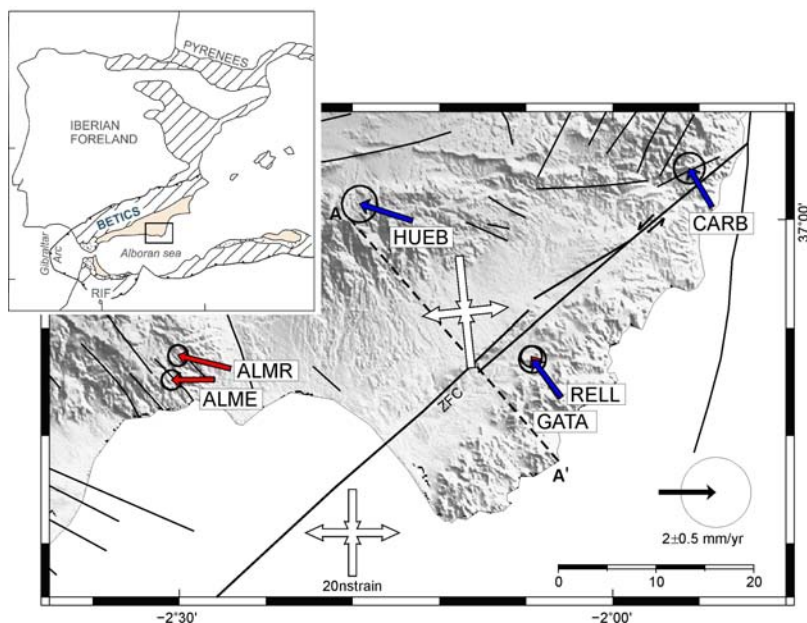


Figura 2: Campo de velocidades obtenido respecto Eurasia occidental con un 95% límite de confianza. Las estaciones CGPS están representadas en rojo mientras que las SGPS en azul. En el centro, la deformación obtenida para las 6 estaciones ($\dot{\epsilon}_{min}$ y $\dot{\epsilon}_{max}$) en nstrain/a. Fallas obtenidas de Gràcia et al. (2012).

Figure 2: Velocity field with respect western Eurasia with 95% confidence error ellipses. CGPS stations are shown in red and SGPS in blue. Calculated strain rates ($\dot{\epsilon}_{min}$ and $\dot{\epsilon}_{max}$) determined at the center of the 6 stations, in nstrain. Fault traces from Gràcia et al. (2012).

(2013)) se encuentran en el mismo sistema de referencia. El ajuste de la combinación de los dos campos de velocidades presenta un buen ajuste, con un rms de 0.28 mm/a.

Los principales resultados obtenidos se muestran en la Figura 2, donde la deformación actual está representada mediante vectores de velocidad anual con un nivel de confianza del 95%. Para la obtención de estas tasas de movimiento, se ha asumido que la deformación ha permanecido constante en el tiempo analizado. Se puede apreciar como claramente los dos bloques de la ZFC se mueven en diferentes direcciones. Las estaciones del bloque oriental de la ZFC (CARB, RELL y GATA) muestran un movimiento hacia el NW, paralelo a la convergencia de placas tectónicas de Nubia y Eurasia, con magnitudes entre 1.6 y 1.8 mm/a (respeto a Eurasia). Las estaciones del bloque occidental (HUEB, ALME y ALMR) presentan un desplazamiento de entre 1.5-1.9 mm/a hacia el oeste. El hecho que las velocidades entre RELL y GATA sean casi idénticas (teniendo en cuenta el error asociado), valida la fiabilidad de las velocidades obtenidas de la red CuaTeNeo. Este resultado era esperable ya que las dos estaciones están ubicadas muy cerca y ancladas en la roca, pero el hecho que una sea SGPS y la otra CGPS reafirma la utilización de estaciones SGPS para la detección de deformaciones corticales. Por el contrario, las estaciones CGPS ALME y ALMR (separadas 2 km), presentan una pequeña diferencia en la dirección y magnitud de los vectores de velocidad.

Con el fin de mostrar con más claridad la variación de velocidades debido a la falla, hemos realizado un perfil perpendicular a ésta (Figura 2). La proyección de las velocidades paralelas a la traza del perfil, nos proporciona información sobre el acortamiento/extensión en la falla. Por el contrario, la proyección de la componente perpendicular de la

Los resultados obtenidos en este trabajo ponen de manifiesto la actual actividad de la ZFC. Las tasas de deslizamiento obtenidas corresponden a valores máximos puesto que se asume que toda la deformación es debida a la falla. Además, suponemos que el movimiento de las estaciones del

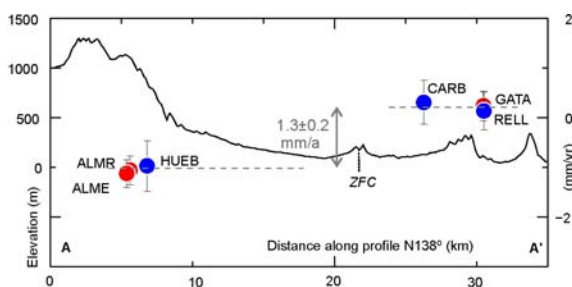


Figura 3: Proyección de la componente perpendicular de las velocidades al perfil A-A' (para la traza ver Figura 2), con errores de 1σ . Las estaciones CGPS están representadas en rojo mientras que las SGPS (de la red CuaTeNeo) están marcadas en azul. Sobre el perfil topográfico se ha marcado la situación de la ZFC.

Figura 3: A-A' profile normal velocities with 1 uncertainties. CGPS stations are plotted in red and in blue the SGPS stations (CuaTeNeo network). The intersection with the ZFC is shown in the topographic profile.

velocidad al perfil se refiere, en este caso, a la componente de desgarre. En el perfil realizado, paralelo a la convergencia y que atraviesa la zona de falla (138°), hemos proyectado la componente perpendicular de las velocidades. Tal y como muestra la Figura 3, se observa un salto de ~ 1 mm/año entre las estaciones de los dos bloques de la falla. Si atribuimos toda la deformación a la ZFC, implicaría una tasa de deslizamiento siniestro máxima de 1.3 ± 0.2 mm/año. La proyección de la componente paralela de las velocidades en el perfil, muestra una diferencia estadísticamente insignificante. Considerando tan sólo ALME y HUEB, la tasa de acortamiento es de 0.4 ± 0.2 mm/a. Esta componente compresiva concuerda con el carácter transpresivo de la falla, como por ejemplo se puede observar la estructura en flor en la Serrata. Los valores de deslizamiento obtenidos para la ZFC están de acuerdo con los resultados geodésicos anteriores (Khazaradze et al., 2010) y con las tasas de deslizamiento geológicas de 1.1 a 1.3 mm/año obtenidas a partir de estudios paleosismológicos a lo largo de la falla en tierra y mar (Moreno, 2011).

El cálculo del tensor de deformación ha sido realizado con el programa SSPX (Cardozo y Allmendinger 2009) en el centro del polígono formado por las 6 estaciones (flechas blancas de la Figura 2). La deformación obtenida indica una predominancia del eje principal de deformación ϵ_{min} de -26.2 ± 8 nstrain/año (negativo corresponde con acortamiento), con una orientación de 39°. El eje de deformación principal ϵ_{max} presenta una magnitud de 18.1 ± 7 nstrain/año. La máxima deformación horizontal por cizalla se observa en la dirección 84°, con un valor de $\epsilon_{sh-max} = 44 \pm 12$ nstrain/año. Esta orientación del plano de cizalla siniestro (39°) es sub-paralela a la orientación de la ZFC, acorde con la predominancia de movimiento por desgarre de la falla.

bloque NW, aún estando más alejadas de la traza de la falla, es debido únicamente a la ZFC, aunque podrían estar afectadas por alguna otra estructura menor. Si bien es una falla lenta, tiene capacidad de generar terremotos así como tsunamis (Moreno, 2011). Por este motivo, es importante obtener unas tasas de deslizamiento detalladas para su incorporación en los análisis de peligrosidad.

Agradecimientos: Este trabajo ha sido subvencionado por los proyectos CuaTeNeo (CGL2004-21666-E), EVENT (CGL2006-12861-C02-01) y CONSOLIDER Topo-Iberia (CSD2006-00041). A.E. es beneficiaria de una beca doctoral APIF (UB), y E.A. de una FPI (MCE).

Referencias bibliográficas

- Blewitt, G., Lavallée D. (2002). Effect of annual signals on geodetic velocity. *Journal of Geophysical Research*, 107(7), 9-1.
- Cardozo, N. y Allmendinger, R.W. (2009). SSPX: A program to compute strain from displacement/velocity data, *Comput. Geosci.*, 35, 1343-1357.
- Echeverría, A., Khazaradze, G., Asensio, A., Gárate, J., Dávila, J.M., Suriñach, E. (2013). Crustal deformation in eastern Betics from CuaTeNeo GPS network. *Tectonophysics*, 608, 600-612..
- Gràcia, E., Bartolomé, R., Lo Iacono, C., Moreno, X., Stich, D., Martínez-Díaz, J.J., Bozzano, G., Martínez-Lorient, S., Perea, H., Díez, S., 2012. Acoustic and seismic

- imaging of the Adra Fault (NE Alboran Sea): in search of the source of the 1910 Adra earthquake. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 12, 3255-3267.
- Herring, T.A., 2003. MATLAB Tools for viewing GPS velocities and time series, *GPS Solutions*, 7, 194 - 199
- Herring, T.A., King, R.W., McClusky, S.C. (2010). Introduction to GAMIT/GLOBK. Department of Earth, Atmospheric, and Planetary Sciences. Massachusetts Institute of Technology, p. 48
- Khazaradze, G., Moreno, X., Asensio, E., Masana, E., (2010). Geodetic evidence for a present-day activity of the Carboneras fault in the Eastern Betics, in: Insua Arévalo, J.M., Martín González, F. (Eds.), *Primera Reunión Ibérica sobre Fallas Activas y Paleosismología (IberFault). Contribución de la Geología al Análisis de la Peligrosidad Sísmica, Sigüenza, Spain*, 93-96. D.L. M-42892-2010.
- McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gurkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksoz, M.N., Veis, G. (2000). Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. *Journal of Geophysical Research*, 105(B3), 5695-5719.
- Moreno, X. (2011). *Neotectonic and Paleoseismic Onshore-Offshore integrated study of the Carboneras Fault (Eastern Betics, SE Iberia)*. Tesis Doctoral, Universitat de Barcelona, Barcelona, 365 pp.
- Reicherter, K., Hübscher, C. (2007). Evidence for a seafloor rupture of the Carboneras Fault Zone (southern Spain): Relation to the 1522 Almería earthquake? *Journal of Seismology*, 11(1), 15-26.



RED GPS DE LA CUENCA DEL BAJO SEGURA (CORDILLERA BÉTICA ORIENTAL). IMPLICACIONES SOBRE LAS TASAS DE DESPLAZAMIENTO DE LAS FALLAS DEL BAJO SEGURA Y DE CREVILLENTE

Bajo Segura basin GPS Network (Eastern Betic Cordillera) Significance on the Bajo Segura and Crevillente fault slip rates

P. Alfaro (1), I. Martín-Rojas (1), A. Estévez (1), F.J. García-Tortosa (2,6), A. Sánchez Alzola (3), M.J. Borque (4,6), G. Rodríguez-Caderot (5), C. de Lacy (4,6), J.A. García-Armenteros (4,6), M. Avilés (4), A. Herrera-Olmo (4), S. Molina (1), S. Rosa-Cintas (1) y A.J. Gil (4,6)

- (1) Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, Universidad de Alicante, Apdo. 99, 03080 Alicante. ivan.martin@ua.es, pedro.alfaro@ua.es, antonio.estevez@ua.es, sergio.rosacintas@ua.es
(2) Departamento de Geología, Universidad de Jaén, Campus de las Lagunillas, 23071 Jaén. gtortosa@ujaen.es.
(3) Departamento de Estadística e Investigación Operativa, Universidad de Cádiz. Campus de la Asunción, 11405 Jerez de la Fra. (Cádiz), España. alberto.sanchez@uca.es
(4) Departamento de Ingeniería Cartográfica, Geodésica y Fotogrametría, Universidad de Jaén, Campus de las Lagunillas, 23071 Jaén, España. mjborque@ujaen.es, mclacy@ujaen.es, jgarmen@ujaen.es, maviles@ujaen.es, anheolmo@ujaen.es, ajgil@ujaen.es
(5) Departamento de Astronomía y Geodesia, Facultad de Matemáticas, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid. grc@mat.ucm.es.
(6) Centro de Estudios Avanzados en Ciencias de la Tierra CEACTierra. Universidad de Jaén. Campus de las Lagunillas, 23071 Jaén.

Resumen/resumo: El análisis de cuatro campañas GPS entre 1999 y 2013 nos ha permitido calcular la deformación actual en la cuenca del Bajo Segura (Cordillera Bética oriental). Los datos geodésicos indican que la cuenca está sufriendo un acortamiento ~NNW-SSE/N-S que oscila entre un valor máximo de 35 nstrain/año en el sector meridional y un valor mínimo de 10 nstrain/año en el sector septentrional. Esta deformación se acomoda principalmente por la falla inversa ciega del Bajo Segura. Asumiendo un buzamiento medio de esta falla de 30°, a partir de estos datos geodésicos se obtienen tasas de desplazamiento entre 0.28 y 0.61 mm/año, en los segmentos de Guardamar y Benejúzar, respectivamente. En la zona de transición con la falla del Norte de Carrascoy (sector de Los Garres), se obtienen valores de 0.84 mm/año. Por otra parte, se calcula un desplazamiento sinistrorso de la falla de Crevillente que oscila entre 0.44 y 0.75 mm/año.

Palabras clave: falla del Bajo Segura, falla de Crevillente, GPS, tasa de deformación, tasa de desplazamiento.

Abstract: We estimate the present deformation rate in the Bajo Segura basin (Eastern Betic Cordillera) from the analysis of four GPS campaigns (1993 to 2013). Geodetic data indicate a ~NNW-SSE/N-S shortening of the basin varying between a maximum value of 35 nstrain/year in the south and a minimum value of 10 nstrain/year in the north. This deformation is mainly accommodated by the Bajo Segura blind reverse fault. Assuming an average dip of 30°, these geodetic results indicate a fault slip rate of 0.28 and 0.61 mm/yr in the segments of Guardamar and Benejúzar, respectively. In the transition zone with the North Carrascoy fault (Los Garres sector), the estimated fault slip rate is 0.84 mm/yr. Moreover, we estimate a left-lateral slip rate of the Crevillente fault varying between 0.44 and 0.75 mm/yr.

Key words: Bajo Segura fault, Crevillente fault, fault-slip rate, GPS, strain rate.

Introducción

En el año 1999, las universidades de Alicante y Jaén construyeron la red GPS de la Cuenca del Bajo Segura (Alfaro et al., 2000) que completa, junto a la red GPS CuaTeNeo (Echeverría et al., 2013), la cobertura GPS de la Zona de Cizalla de la Bética oriental. Esta red está constituida por 11 vértices geodésicos con centrados forzosos que garantizan la colocación de la antena exactamente en la misma posición planimétrica en cada medición. Los puntos 7001 y 7007 se encuentran en el exterior de la cuenca. Los puntos 7002, 7003, 7004 y 7005 se localizan a lo largo de la zona de falla de Crevillente, y los puntos 7009 y 7010 sobre los pliegues asociados a la falla del Bajo Segura. El punto 7011, localizado al sur, sirve de referencia para cuantificar

la actividad de la falla de San Miguel de Salinas. En el eje central de la cuenca se encuentran los puntos 7006 y 7007 (Fig. 1).

Se ha cuantificado la deformación actual en la Cuenca del Bajo Segura mediante la realización de campañas GPS episódicas que cubren un periodo de 14 años (junio de 1999, septiembre de 2001, septiembre de 2002 y enero de 2013) (Sánchez-Alzola, 2014).

En las tres primeras campañas se utilizaron 5 equipos GPS bifrecuencia modelos Leica SR399 con antena integrada y SR9500 con antena externa AT302. La duración media por campaña fue de 8 días durante los cuales se desarrollaba la

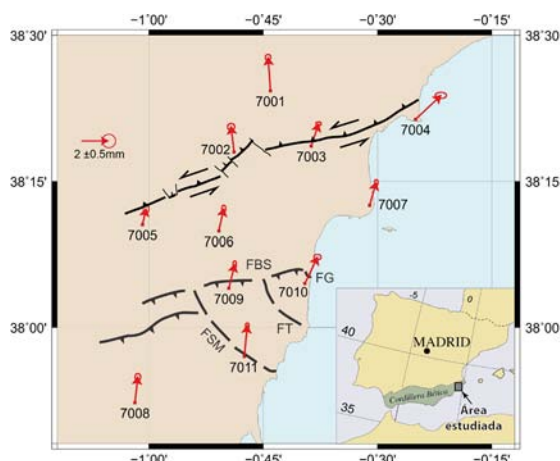


Figura 1: Velocidades residuales de la red GPS del Bajo Segura (numeradas del 7001 al 7011), respecto al modelo GEODVEL (ver Sánchez-Alzola et al., 2014). Elipses de error estándar. FBS: Falla de Bajo Segura; FSM: Falla de San Miguel de Salinas; FT: Falla de Torre Vieja; FG: Falla de Guardamar.

Figure 1. Residual velocities of the Bajo Segura GPS network (numbered from 7001 to 7011), related to the GEODVEL model with standard error ellipses (see Sánchez-Alzola et al., 2014). FBS: Bajo Segura Fault; FSM: San Miguel de Salinas Fault; FT: Torre Vieja Fault; FG: Guardamar Fault.

observación de todos los vértices de la red. En la última campaña se emplearon 11 receptores Leica Geosystems GR10 con antenas AR10, lo que permitió observar simultáneamente toda la red geodésica de control con observación continua durante cinco días.

A partir de estos resultados geodésicos, en este trabajo se cuantifica la deformación que está sufriendo actualmente la cuenca del Bajo Segura, y se discute qué parte de la deformación puede ser acomodada por las dos principales fallas de la zona de estudio, la falla de Crevillente al norte, y la falla del Bajo Segura al sur.

Fallas activas de la Cuenca del Bajo Segura

La Cuenca del Bajo Segura se sitúa en el extremo oriental del corredor de cizalla de la Bética oriental. Entre las fallas más importantes de la cuenca destacan la falla de Crevillente (sector Abanilla-Alicante) al norte, y las fallas del Bajo Segura y de Torremendo al sur (Montenat, 1977; Bousquet, 1979; Silva et al., 1993; Alfaro et al., 2012). Además, en el sector meridional también hay varias fallas dextrorsas de dirección NW-SE (San Miguel de Salinas, Torre Vieja y Guardamar) asociadas a la falla del Bajo Segura. Estas fallas activas se prolongan hacia el Este, en el Mar Mediterráneo (Perea et al., 2012).

Falla de Crevillente (sector Abanilla-Alicante)

Aunque esta falla fue definida por primera vez por Foucault (1974) para describir una fractura dextrorsa que funcionó hasta el Mioceno superior, acomodando parte del desplazamiento de la Zona Interna bética hacia el oeste, esta denominación se ha mantenido para una falla reciente, todavía activa,

con una cinemática inverso-sinistrorsa (Silva et al., 1993; Alfaro, 1995). Martín-Rojas (2014), en este mismo volumen, describen las evidencias de actividad tectónica cuaternaria, aunque apenas hay estimaciones de sus tasas de desplazamiento salvo las que aparecen publicadas en la base de datos QAFI (IGME, 2012).

Falla del Bajo Segura

Esta falla inversa ciega es la que muestra mayores evidencias geológicas de actividad tectónica reciente (Montenat, 1977; Taboada et al., 1993; Alfaro et al., 2002; García-Mayordomo y Martínez-Díaz, 2006; Alfaro et al., 2012), y es la fuente sismogénica más probable del terremoto de Torre Vieja de 1829 ($M_{SK} = 10$; $M_s = 6.3-6.9$), y de los terremotos de Jacarilla de 1919 ($m_b = 5.1$ y 5.2), entre otros.

A partir de varios marcadores estratigráficos y geomorfológicos, varios autores han obtenido diferentes tasas de desplazamiento para esta falla activa. Taboada et al. (1993), estimaron unos valores de entre 0.75 y 1 mm/año, García-Mayordomo y Martínez-Díaz (2006) de 0.23 mm/año y, recientemente, Alfaro et al. (2012) calculan unas tasas de desplazamiento de entre 0.2 y 0.4 mm/año.

Red geodésica de control de la Cuenca del Bajo Segura

Alfaro et al. (2000) describen las características de esta red geodésica y Sánchez-Alzola et al. (2014) estiman por primera vez el campo de velocidad. En este trabajo se analizan los datos de cuatro campañas GPS entre 1999 y 2013, procesados con la versión 6.2 del software GIPSY-OASIS, que utiliza la técnica de posicionamiento puntual de precisión conocido por las siglas PPP (ver detalles en este trabajo).

Nº vértice	Velocidad absoluta				Velocidad residual	
	E	N	sE	sN	E	N
7001	19.79	18.13	0.21	0.22	-0.19	2.49
7002	19.74	17.54	0.27	0.24	-0.25	1.89
7003	20.51	17.30	0.20	0.14	0.50	1.66
7004	21.85	17.42	0.42	0.23	1.81	1.80
7005	20.23	16.83	0.22	0.28	0.25	1.17
7006	20.34	17.30	0.16	0.25	0.33	1.65
7007	20.46	17.36	0.14	0.22	0.40	1.73
7008	20.18	17.56	0.21	0.26	0.14	1.90
7009	20.41	17.42	0.13	0.28	0.38	1.77
7010	20.91	17.61	0.27	0.20	0.85	1.97
7011	20.19	17.95	0.14	0.19	0.13	2.30

Tabla I: Velocidades absolutas y residuales de la red GPS del Bajo Segura en mm/año. E y N: componentes E-W y N-S de las velocidades; sE y sN: Desviación estándar en el ajuste lineal de las componentes E-W y N-S de la velocidad absoluta.

Table I. Absolute and residual velocities of the Bajo Segura GPS network (mm/yr). E and N: E-W and N-S velocity components; sE and sN: Standard deviation in linear regression of the E-W and N-S absolute velocity components.

A partir de las series temporales de coordenadas geodésicas locales en las componentes Este y Norte, así como las velocidades residuales con respecto al modelo GEODVEL (Argus et al., 2010) se obtienen las velocidades absolutas. Sánchez-Alzola et al. (2014), a partir de las componentes E y N de las velocidades residuales (tabla I) estiman un acortamiento N-S de 0.73 ± 0.38 mm/año, en el sector de Los Garres (Murcia), situado inmediatamente al oeste de la terminación de la falla del Bajo Segura. En la traza de la falla del Bajo Segura calculan los siguientes valores: (1) acortamiento N-S de 0.65 ± 0.31 mm/año en el segmento de Benejúzar, de los cuales 0.53 corresponden al acortamiento de la propia falla y 0.12 se acomodan algo más al norte, y (2) acortamiento N-S de 0.24 ± 0.29 mm/año en el segmento más oriental, en el de Guardamar del Segura. Al tratarse de una falla ciega, las evidencias directas sobre su buzamiento son inexistentes. Si asumimos un buzamiento medio de 30° , se obtienen unas tasas de desplazamiento que oscilan entre 0.61 mm/año y 0.28 mm/año, aunque estos valores sólo son orientativos ya que son necesarios estudios futuros para precisar el buzamiento medio de la falla.

En relación con la falla de Crevillente, la red dispone de muy pocos puntos de control al norte de esta estructura, pero Sánchez-Alzola et al. (2014) extraen las siguientes conclusiones: (1) acortamiento N-S de 0.07 ± 0.26 mm/año, mucho menor que en la falla del Bajo Segura, y (2) movimiento de cizalla sinistrorso que varía entre 0.44 y 0.75 mm/año. En este trabajo hemos representado en la figura 2 las velocidades residuales proyectadas en la dirección media de la falla de Crevillente, la N70E. En ella se puede observar el desplazamiento sinistrorso entre las estaciones situadas al norte y al sur de la falla (Fig. 3).

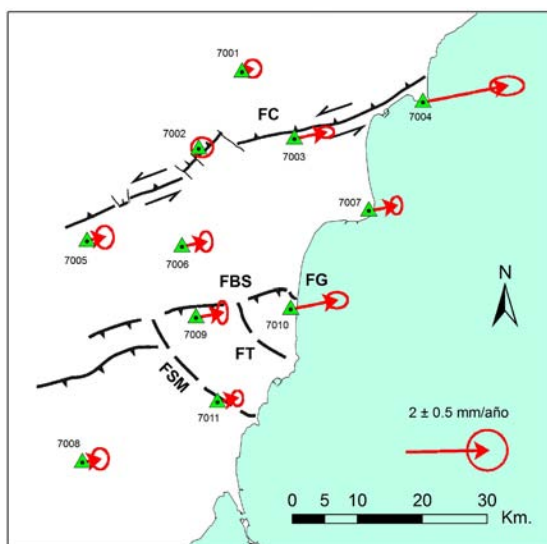


Figura 2: Componente de las velocidades residuales de la red GPS del Bajo Segura en la dirección N70E, que es la dirección media de la falla de Crevillente (sector Abanilla-Alicante).

Figure 2. Component of the residual velocities of the Bajo Segura GPS network estimated in the N70E direction, parallel to the Crevillente Fault trace (sector Abanilla-Alicante).

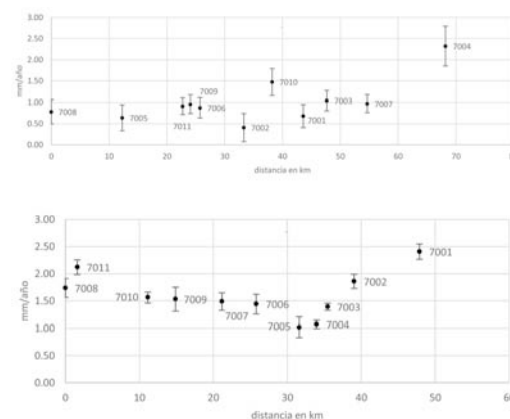


Figura 3: Velocidades residuales proyectadas en la dirección N70E (perfil superior) y en su dirección perpendicular (perfil inferior); las barras indican su incertidumbre.

Figure 3. Projected parallel (upper) and perpendicular (lower) residual velocities to the N70E direction with uncertainties (vertical error bars).

Cálculo de la deformación

A partir del campo de velocidad obtenido con las series temporales, hemos calculado los tensores de deformación (Grafarend y Voosogui, 2003; Pietrantonio y Riguzzi, 2004). Para ello se ha utilizado la aplicación GRID-STRAIN implementada en el software Matlab (Teza et al., 2008). Los resultados se han expresado en strain/año, que representa la fracción de cambio de longitud en la dirección considerada en un año ($\Delta L/L$).

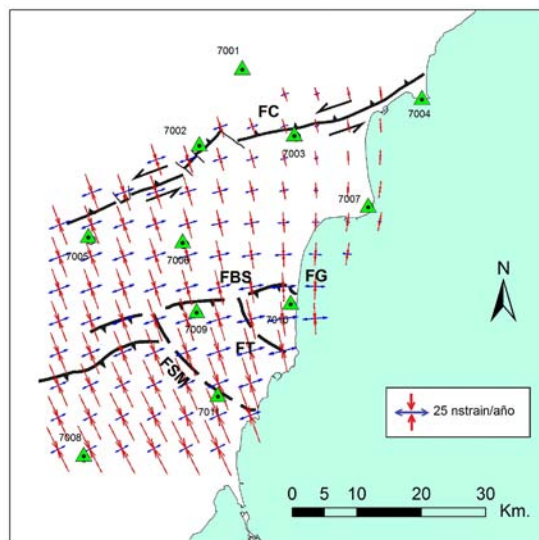


Figura 4: Ejes principales de la deformación obtenidos sobre una malla superpuesta. Los valores positivos, representados con vectores azules indican extensión, mientras que los negativos, en color rojo, indican acortamiento.

Figure 4. Main deformation axes estimated over a superposed grid. Positive values, represented in blue colour, indicate extension, while negative ones, in red, indicate shortening.

En la figura 4 se representan los ejes principales de deformación obtenidos sobre una malla superpuesta. Los valores positivos representados con vectores

azules indican extensión, mientras que los negativos, en color rojo, indican acortamiento.

La figura 4 muestra como el acortamiento ~N-S es predominante en toda la Cuenca del Bajo Segura. Las magnitudes oscilan entre un máximo de 35 nstrain/año en la dirección NNW-SSE, en el sur de la cuenca, y un mínimo de 10 nstrain/año con dirección N-S, en el sector NE de la cuenca. Los ejes de máximo acortamiento tienen a rotar de NW a N hacia el este de la zona estudiada. Esta dirección de acortamiento es coherente con la geología local y con la cinemática de la falla del Bajo Segura. Por otra parte, los valores de extensión máximos no llegan a 30 nstrain/año.

Discusión y conclusiones

Estos resultados geodésicos son coherentes con los obtenidos por Echeverría et al. (2013) en el sector más occidental del corredor de cizalla de la Bética oriental. Estos autores obtienen un valor máximo de acortamiento de 49 ± 5 nstrain/año, frente a los 35 nstrain/año obtenidos en la cuenca del Bajo Segura. En nuestra zona de estudio, el acortamiento N-S se amortigua hacia el norte de la cuenca, siendo mucho menor en la falla de Crevillente que en la del Bajo Segura. Estos resultados geodésicos coinciden con la deformación de los marcadores estratigráficos más recientes de la cuenca, que están más deformados en el sur que en el norte del área de estudio (Alfaro et al., 2002, 2012; Montenat, 1977).

Las tasas de desplazamiento GPS obtenidas para la falla del Bajo Segura, se encuentran entre los valores calculados previamente a partir de marcadores geológicos, por Taboada et al. (1993) y Alfaro et al. (2012) y García-Mayordomo y Martínez-Díaz (2006).

Por otra parte, el movimiento sinistral deducido para la falla de Crevillente de 0.44-0.75 mm/año es coherente con los valores obtenidos recientemente en la prolongación hacia el suroeste del corredor de cizalla de la Bética oriental. Echeverría et al. (2013), a partir del análisis de la red GPS CuaTeNeo, obtienen una velocidad sinistral de la falla de Alhama de Murcia de 1.3 ± 0.2 mm/año. Aunque nuestros resultados son menores que los obtenidos por Echeverría et al. (2013), esto puede ser debido al cambio de dirección que sufre el corredor de cizalla que pasa de una dirección NE-SW en el sector de la falla de Alhama de Murcia a una dirección ENE-WSW en la cuenca del Bajo Segura (dirección media N70E para la falla de Crevillente).

Agradecimientos: Estudio financiado por el Ministerio de Economía y Competitividad AYA2010-15501 y CGL2011-30153-C02-02 y por el proyecto CSD2006-0041 (European Regional Development Fund-ERDF).

Referencias bibliográficas

- Alfaro, P., Borque, M.J., Estévez, A., Gil, A.J. & Molina, S. (2000). Red de control GPS de la Cuenca del Bajo Segura (Cordillera Bética oriental). *Geo-temas*, 1-4, 245-248.
- Alfaro, P., Andreu, J.M., Delgado, J., Estévez, A. Soria, J.M. & Teixidó, T. (2002). Quaternary deformation of the Bajo Segura blind fault (eastern Betic Cordillera, Spain) revealed from high-resolution reflection profiling. *Geological Magazine*, 139(3), 331-341.
- Alfaro, P., Bartolomé, R., Borque, M.J., Estévez, A., García-Mayordomo, J., García-Tortosa, F.J., Gil, A.J., Gràcia, E., Lo Iacono, C. & Perea, H. (2012). The Bajo Segura Fault Zone: Active blind thrusting in the Eastern Betic Cordillera (SE Spain). *Journal of Iberian Geology*, 38(1), 271-284.
- Argus, D.F., Gordon, R.C., Heflin, M.B., Ma, C., Eanes, R.J., Willis, P., Peltier, W.R. & Owen, S.E. (2010). The angular velocities of the plates and the velocity of Earth's centre from space geodesy. *Geophysical Journal International*, 180, 913-960.
- Bousquet, J.C. (1979). Quaternary strike-slip faults in Southeastern Spain. *Tectonophysics*, 52, 277-286.
- Echeverría, A., Khazaradze, G., Asensio, E., Gárate, J., Martín-Dávila, J. & Suriñach, E. (2013). Crustal deformation in eastern Betics from CuaTeNeo GPS network. *Tectonophysics*, 608, 600-612.
- García-Mayordomo, J. & Martínez-Díaz, J.J. (2006). Caracterización sísmica del anticlinorio del Bajo Segura (Alicante): Fallas del Bajo Segura, Torreveja y San Miguel de Salinas. *Geogaceta*, 40, 19-22.
- Giménez, J., Borque, M.J., Gil, A.J., Alfaro, P., Estévez, A. & Suriñach, E. (2009). Comparison of long-term and short-term uplift rates along an active blind reverse fault zone (Bajo Segura, SE Spain). *Studia Geophysica et Geodaetica*, 53, 81-98.
- Grafarend, E.W. & Voosoghi, B. (2003). Intrinsic deformation analysis of the Earth's surface based on displacement fields derived from space geodetic measurements. Case studies: Present-day deformation patterns of Europe and of the Mediterranean area (ITRF data sets). *Journal of Geodesy*, 77, 303-326.
- IGME (2012). QAFI: Quaternary Active Faults Database of Iberia. Accessed "DATE", from IGME web site: <http://www.igme.es/infoigme/aplicaciones/QAFI/>
- Martín-Rojas, I., Alfaro, P. & Estévez, A. (2014). Caracterización estructural y actividad tectónica reciente de la falla de Crevillente. *Iberfault*, Lorca (Murcia).
- Montenat, C. (1977). *Les bassins néogènes et quaternaires du Levant d'Alicante à Murcie (Cordillères Bétiques orientales, Espagne)*. *Stratigraphie, paleontology et evolution dynamique*. Docum. Lab. Géol., Univ. Lyon, 69, 345 p.
- Perea, H., Gràcia, E., Alfaro, P., Bartolomé, R., Lo Iacono, C., Moreno, X., Masana, E. & EVENT-SHELF Team (2012). Structure and potential seismogenic sources of the offshore Bajo Segura basin (SE Iberian Peninsula, Mediterranean Sea). *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 12, 3151-3168.
- Pietrantonio, G. & Riguzzi, F. (2004). Three-dimensional strain tensor estimation by GPS observations: Methodological aspects and geophysical applications. *Journal of Geodynamics*, 38, 1-18.
- Sánchez-Alzola, A., Borque, M.J., Martín-Rojas, I., García-Tortosa, F.J., Alfaro, P., Estévez, A., Molina, S., Rodríguez-Caderot, G., de Lacy, C., García-Armenteros, J.A., Avilés, M., Herrera-Olmo, A., Rosa, S. & Gil, A.J. (2014). Tasas de deformación GPS en la cuenca del Bajo Segura (Cordillera Bética oriental). *Geogaceta*, 54, en prensa.
- Somoza, L. (1993). Estudio del Cuaternario litoral entre Cabo de Palos y Guardamar (Murcia-Alicante). Las variaciones del nivel del mar en relación con el contexto geodinámico. *Publicaciones Especiales, Instituto Español de Oceanografía*, 12, 237 p.
- Silva, P.G., Goy, J.L., Somoza, L., Zazo, C. & Bardaji, T. (1993). Landscape response to strike-slip faulting linked to collisional settings: Quaternary tectonics and basin formation in the Eastern Betics, Southeast Spain. *Tectonophysics*, 224, 289-303.
- Taboada, A., Bousquet, J.C. & Philip, H. (1993). Co-seismic elastic models of folds above blind thrusts in the Betic Cordilleras (Spain) and evaluation of seismic hazard. *Tectonophysics*, 220, 223-241.
- Teza, G., Pesci, A. & Galgaro, A. (2008). Grid_strain and grid_strain3: Software packages for strain field computation in 2D and 3D environments. *Computers & Geosciences*, 34, 1142-1153.



VARIAÇÕES DE TENSÃO NA IBÉRIA INDUZIDAS POR SUBIDA EUSTÁTICA DO NÍVEL DO MAR.

Stress changes in Iberia induced by eustatic sea-level rise

M.C. Neves (1,3), J. Cabral (2,3), P.M. Figueiredo (2,3), K. Luttrell (4), R. Neves (5), T.K. Rockwell (6), D. Sandwell (7)

- (1) Universidade do Algarve, FCT, Campus de Gambelas, Faro. mcneves@ualg.pt
- (2) Departamento de Geologia, Faculdade Ciências Universidade de Lisboa
- (3) Instituto Dom Luiz, Universidade de Lisboa
- (4) Department of Geology and Geophysics, Louisiana State University
- (5) Centro Universitário Unives, Lajeado, Rio Grande do Sul
- (6) Department of Geological Sciences, San Diego State University
- (7) Scripps Institution of Oceanography, University of California

Abstract: In this study, we test the flexural effects of sea level rise since the Last Glacial Maximum in the Iberia Peninsula. Our main purpose is to quantify the static stress changes induced by ocean loading on fault systems near the shore. The critical factors in our model are the elastic plate thickness (T_e) and the location and characteristics of the affected faults. If the elastic plate is thin ($T_e=25$ km), inland faults that are more than 100 km away from the West Iberia coast are unlikely to experience stress changes caused by ocean loading. On the contrary, if the elastic plate is thick ($T_e=45$ km), these faults may have their earthquake cycle altered by maximum shear stress perturbations of up to 0.7 MPa. The normal and Coulomb stress changes are resolved and examined in more detail along three particular fault planes: the Marqués de Pombal, Vilarica and Alhama de Murcia faults. The Marqués de Pombal fault experiences approximately zero Coulomb stress perturbations, suggesting that offshore thrust faults in SW Iberia are unlikely to be affected by sea level changes, regardless of the elastic plate thickness. In contrast, the Coulomb stresses along the Vilarica fault are predicted to increase on average 0.5 (0.25) MPa along strike for $T_e=45$ (25) km. Induced Coulomb stress changes along the Alhama de Murcia fault are on average 0.5 MPa independently of T_e . We conclude that the eustatic sea level rise may have triggered fault reactivation and perceptibly altered the seismic cycle of favourably located faults in Iberia.

Key words: Seismicity, flexure, sea level rise, Coulomb stress

INTRODUCTION

It is widely acknowledged that even small static stress changes (0.1-0.2 MPa) can trigger earthquakes on faults that are already close to failure (King et al., 1994; Freed and Lin, 2001). Stress changes of similar magnitude can be produced when the lithosphere bends in response to water loads. There is widespread evidence for the synchronous occurrence of temporarily increased seismicity and rapid water level rise in oceans, lakes and reservoirs. The eustatic sea level rise since the Last Glacial Maximum (LGM), in particular, has been shown to have the potential to trigger fault reactivation, both in near shore plate boundary fault systems (Luttrell and Sandwell, 2010) and along passive margins (Brothers et al., 2013). In this study, we test the flexural effects of sea level rise since LGM in the Iberia Peninsula. Our main purpose is to quantify the static stress changes induced by ocean loading on fault systems near the shore.

DATA AND METHOD

About 21,000 years ago, during the LGM, the sea level was ~120 m below the current level and it has been rising ever since (Peltier and Fairbanks, 1996). To model the bending of the lithosphere in response to this vertical water load, we consider a thick elastic plate over a Maxwell viscoelastic half-space representing the asthenosphere. The plate deflection and the 3D stress tensor are calculated using the method originally developed by Smith and Sandwell (2003) to model the earthquake cycle along the San

Andreas Fault system, and later adapted to compute the ocean loading effects on near shore fault systems (Luttrell and Sandwell, 2010). Since we are not interested on the absolute state of stress, but rather on stress perturbations at the timescale of eustatic oscillations (10^4 - 10^5 yr), stress components that act over different timescales, such as tectonic stress for instance, are neglected. The response of an elastic plate to a surface load only involves significant bending when the wavelength of the load is comparable to the flexural wavelength of the plate. Consequently, the critical factor in the model is the elastic plate thickness (T_e). Regional estimates of T_e obtained using classical methods, such as cross-spectral analysis of topography and gravity data, are often ambiguous, and estimates for Iberia are no exception. The uncertainties in such estimates and the evidence of spatially varying values make the choice of a single T_e difficult to justify (Pérez-Gussinyé and Watts, 2005; Gómez-Ortiz et al., 2005; Tesauro et al., 2012). Consequently, we assume that 25 km and 45 km are reasonable lower and upper bounds for T_e in our region of interest. Other important model parameters are the Young's modulus (70 GPa), the Poisson's ratio (0.25) and the half-space viscosity (10^{20} Pa s, corresponding to a Maxwell relaxation time of 200 yr). Given the load timescale (10^4 yr) we only examine the fully relaxed response of the plate.

Once the flexural problem is solved, the 3D stress tensor induced by ocean loading can be used to estimate the seismic potential of a given fault is estimated by calculating the Coulomb differential stress $\Delta\sigma_c = \Delta\tau + \mu\Delta\tau_n$ (King et al., 1994), where $\Delta\tau_n$ and $\Delta\tau$ are the normal and shear stress changes on a fault plane, and μ ($=0.6$) is the coefficient of friction. Right-lateral shear stress and extension are assumed to be positive. Whether a stress perturbation brings a fault closer to failure or not can be inferred by a change in the Coulomb differential stress. Failure is favoured by positive Coulomb stress changes, which can occur either from reduced normal stress (normal stress is negative in compression, so $\Delta\sigma_n > 0$ favours sliding) or increased shear stress.

The static stress changes due to ocean loading are evaluated at three particular faults: (1) the Marquês de Pombal fault, a NE-SW thrust (dip= 24°) selected for being representative of large active reverse faults observed offshore southwest Iberia (Gràcia et al., 2003). These structures, that show evidence of cyclic fault activity, have been associated with the 1755 Lisbon earthquake, possibly the most destructive event in western Europe during historical time; (2) the Vilarica fault, a major NNE-SSW sinistral strike-slip fault (dip= 90°) in northern Portugal, with a slip rate of ~ 0.5 mm/yr (Cabral, 1995; Rockwell et al., 2009). This fault is particularly well suited to examine the effects of sea level rise for its location, low rate of tectonic activity and paleoseismic record. The stress perturbations due to time varying surface water loads, associated with the Milankovitch cycle, are generally one order of magnitude lower than the tectonic stress accumulation rate. Their ability to affect the seismic cycle of a particular fault is therefore enhanced for regions of particularly low tectonic loading rate, such as western Iberia. Moreover, paleoseismic studies on the Vilarica fault identified a probable cluster of 2 to 3 great earthquakes ($M_w=7$) between 14.5 and 11 ka, precisely when sea level was rising most rapidly (Rockwell et al., 2009); (3) the Alhama de Murcia fault (dip= 70°), a strike-slip shear zone that crosses the eastern Betic cordillera with a NE-SW direction (Martínez-Díaz et al., 2012). This fault is susceptible of being perturbed by stress changes due to sea level changes because of its location and orientation. In addition, many of the most damaging earthquakes in the eastern Betic cordillera, including the Lorca 2011 ($M_w=5.2$) earthquake, are related to this structure.

RESULTS

The maximum shear stress perturbations $(\sigma_1 - \sigma_3)/2$ computed from the bending stresses are shown in Fig. 1. The results highlight the impact of T_e on the magnitude and spreading of the stress perturbations around the shoreline. The larger the plate thickness, the more widespread are the stress perturbations. Thus, the area affected by bending is located within half a flexural wavelength of the coast, both onshore and offshore. The maximum shear stress distribution also reveals the potential for reactivation of the most favourably oriented faults. If the elastic plate is thin ($T_e=25$ km), inland faults that are more than 100 km away from the West Iberia coast are unlikely to experience stress changes caused by ocean loading.

On the contrary, if the elastic plate is thick ($T_e=45$ km), these faults may have their earthquake cycle altered by maximum shear stress perturbations of up to 0.7 MPa.

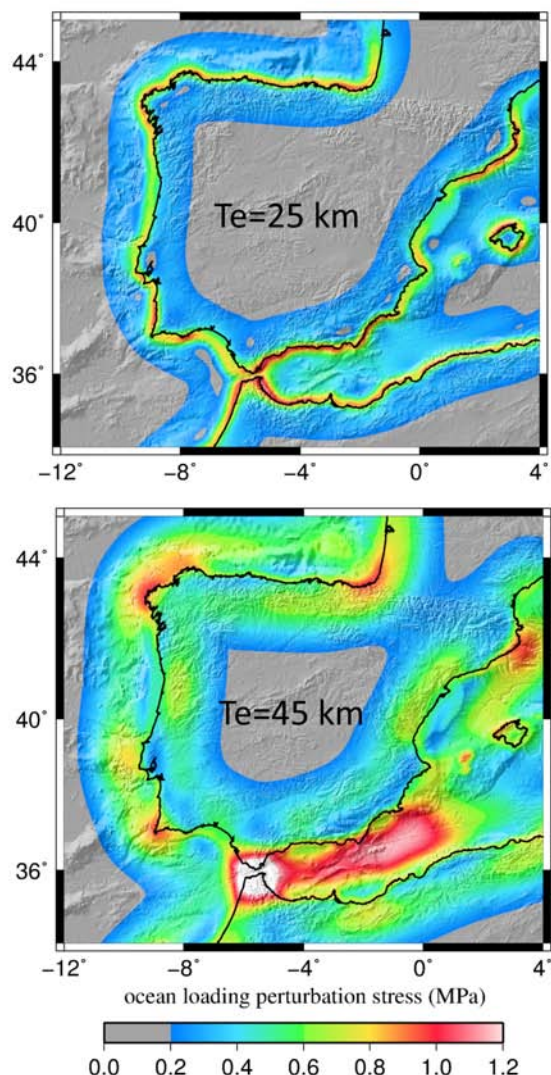


Figure 1. Maximum shear due to 120 m of sea level rise. The area affected by bending is ~ 150 (300) km wide (around the coastline) for $T_e=25$ (45) km.

Whether the bending stresses promote or inhibit fault rupture depends not only on the elastic plate thickness but also on the location and characteristics of the affected faults. The influence of sea-level induced flexure on the selected faults can be fairly well understood by analysing the predicted regional variations of normal stress. In Fig. 2 we have used $T_e=35$ km and an observation depth of 10 km, which is the most frequently observed depth of Iberian earthquakes (D'Alessandro et al., 2013). Each pattern corresponds to a combination of strike, dip and rake, independently of the fault location, although the trace of the representative fault is depicted for reference. The results show juxtaposed patterns of compression and tension, typical of flexed plate states. Structures very close to the shoreline are not significantly perturbed, because they stand near a turning point between positive and negative normal stress changes.

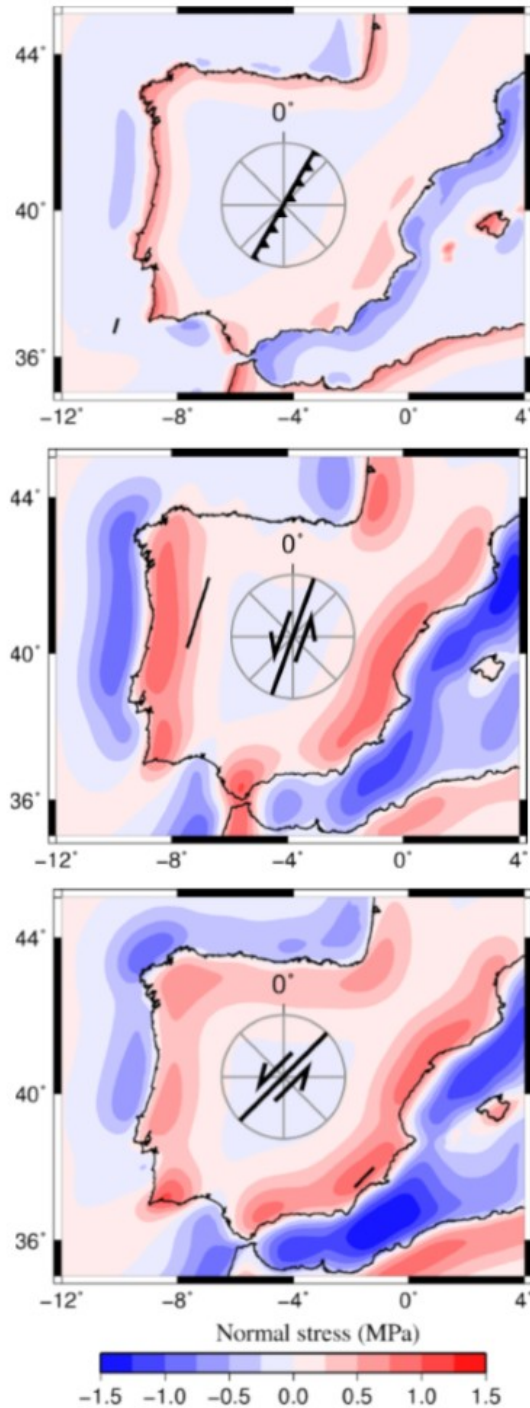


Figure 2 Normal stress changes due to plate flexure resolved for selected fault parameters (faults depicted are M. Pombal, Vilarica and Alhama de Murcia). The plate flexure is computed for 120 m of sea level rise, elastic thickness of 35 km and observation depth of 10 km. Positive (red) and negative (blue) normal stresses correspond to tension and compression, respectively.

It is important to note that the magnitude and sign of the bending stresses depend on the depth of observation. We assume an observation depth in the upper half of the elastic plate (above the neutral surface), therefore, extension is observed onshore and compression offshore. It is well known that the magnitude of the bending stresses decrease with the proximity to the neutral surface. Therefore, we only obtain significant stress perturbation due to ocean loading at relatively shallow observation depths (5 km

for $T_e=25$ km and 10 km for $T_e=45$ km). Deeper seismogenic observation depths would also be worthy of analysis, particularly offshore, but are not considered here for the sake of brevity. The normal and Coulomb stress changes resolved along the selected fault strikes can be examined in detail in Fig. 3. In this case, the results show the calculations for the end-member estimates of elastic plate thickness.

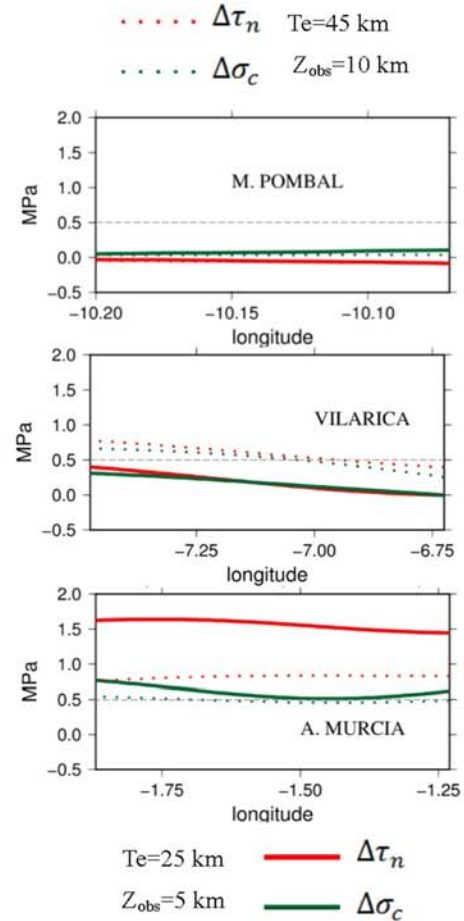


Figure 3. Normal (red, $\Delta\tau_n$) and Coulomb (green, $\Delta\sigma_c$) stress changes resolved along key faults. Sensitivity of results to elastic plate thickness and observation depth are shown for $T_e=25$ km, $Z_{obs}=5$ km (solid line) and for $T_e=45$ km, $Z_{obs}=10$ km (dotted line).

Fig. 2 shows that the Marquês de Pombal fault, on the offshore, experiences slight normal compression due to sea level rise. This tends to clamp the fault, inhibiting earthquakes at relatively shallow depths. However, the shear (not plotted) and normal stress components nearly cancel each other, producing approximately zero Coulomb stress changes along strike (Fig. 3). The results indicate that the offshore thrust faults in SW Iberia are unlikely to be affected by sea level changes, regardless of the elastic plate thickness. In contrast, the normal and Coulomb stress changes on the Vilarica fault are sensitive to T_e (Fig. 3). The shear stress component is almost negligible in vertical faults such as this, explaining why $\Delta\sigma$ and $\Delta\tau_n$ are nearly coincident in this case. The Coulomb stress perturbation along strike is on average ~ 0.5 MPa assuming $T_e=45$ km. The thinner the plate the lesser this fault is perturbed by sea level changes, a result of its inland location. The opposite

situation is observed along the Alhama de Murcia fault, where the proximity to the coast explains the larger stress changes predicted for the thinner model (Fig. 3). The impact of the plate thickness is less noticeable on the Coulomb stress change, which is limited to 0.5–0.7 MPa along strike.

It is worth mentioning that faults are obviously not linear and can experience significant variations of strike and dip. Variations in dip have been shown to have a greater influence on Coulomb stress changes than variations in strike (Luttrell and Sandwell, 2010). Moreover, changes in Coulomb stress are highly sensitive to kinks in fault geometry (Freed and Lin, 2001). Given the scale of our study, these geometric and potentially amplifying effects are ignored here. The results are also sensitive to the Poisson's ratio and coefficient of friction. Nevertheless, the range of Coulomb stress increase (0.25 - 1 MPa) predicted for the Vilarica and Alhama de Murcia faults, is not significantly affected by the model uncertainties.

It has been argued that similar amounts of Coulomb stress perturbations induced by sea level changes may perceptibly alter the seismic cycle of near shoreline faults, such as for instance the San Andreas and Alpine fault systems (Luttrell and Sandwell, 2010). These small stress perturbations are expected to be even more relevant in regions of low tectonic rate, like the one modeled here. Thus, the slip rates (0.005 – 0.5 mm/yr) along the Vilarica and Alhama de Murcia faults (Cabral, 2012; Martínez-Díaz et al., 2012) are much lower than the slip rates in the San Andreas (5 – 40 mm/yr) and Alpine (23 mm/yr) faults. Finally, positive Coulomb stress perturbations may trigger higher quantities of small earthquakes or affect the timing of large events. Further paleoseismic research on the selected faults is needed in order to address these hypotheses and ultimately validate the models.

CONCLUSIONS

In the absence of sufficient paleoseismic data demonstrating increased seismic activity in Iberia during periods of sea level rise, we explore this possibility by numerically modelling plate flexure in response to ocean loading and by calculating Coulomb stress changes on selected faults. We find that the maximum shear stress due to a 120 m rise in sea level affects an area ~150 (300) km wide, around the coastline, for an elastic plate thickness value of 25 (45) km. Onshore, the bending stresses promote failure on strike-slip faults striking parallel to the shoreline. Offshore, thrust faults in SW Iberia are unlikely to be affected by sea level changes, regardless of the elastic plate thickness. As a result of the sea level rise since the Last Glacial Maximum, the Coulomb stresses along the Vilarica and Alhama de Murcia faults are predicted to increase on average 0.25–0.5 MPa along strike. We conclude that the eustatic sea level rise may have triggered fault reactivation and speed up the seismic cycle of favourably located faults in Iberia, such as for example the Vilarica and Alhama de Murcia faults.

Acknowledgments: This research is supported by the FCT project FASTLOAD (PTDC/GEO-GEO/2860/2012).

References

- Brothers, D.S., Luttrell, K.M., Chaytor, J.D. (2013). Sea-level-induced seismicity and submarine landslide occurrence. *Geology* 41 (9), 979–982.
- Cabral, J. (1995). Neotectónica de Portugal continental. *Memórias do Instituto Geológico e Mineiro Portugal* 31, 265 p.
- Cabral, J. (2012). Neotectonics of mainland Portugal: state of the art and future perspectives. *Journal of Iberian Geology* 38 (1), 71–84.
- D'Alessandro, A., Badal, J., D'anna, G., Dimitris, P., Baskoutas, J., Özel, N. (2013). Location performance and detection threshold of the Spanish National Seismic Network. *Pure Appl. Geophys.* 170, 1859–1880.
- Freed, A. M. & J. Lin (2001). Delayed triggering of the 1999 Hector Mine earthquake by viscoelastic stress transfer. *Nature* 411(6834), 180–183.
- Gómez-Ortiz, D., Tejero, R., Ruiz, J., Babin-Vich, R., Gonzalez-Casado, J.M. (2005). Estimating the effective elastic thickness of the lithosphere of the Iberian peninsula based on multitaper spectral analysis. *Geophys. J. Int.* 160, 729–735.
- Gràcia, E., Danobeitia, J., Vergés, J., and PARSIFAL team (2003). Mapping active faults offshore Portugal (36°N–38°N): Implications for seismic hazard assessment along the southwest Iberian margin, *Geology* 31, 83–86.
- King, G., King, C.P., Stein, R.S., Lin, J. (1994). Static Stress Changes and the Triggering of Earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 84, 935–953.
- Martínez-Díaz, J.J., Masana, E., Ortuño, M. (2012). Active tectonics of the Alhama de Murcia fault, Betic Cordillera, Spain. *Journal of Iberian Geology* 38 (1), 253–270.
- Luttrell, K. & Sandwell, D. (2010). Ocean loading effects on stress at near shore plate boundary fault systems. *J. Geophys. Res.* 115, B08411.
- Peltier, W.R. & Fairbanks, R.G. (2006). Global glacial ice volume and Last Glacial Maximum duration from an extended Barbados sea level record. *Quat. Sci. Rev.* 25, 3322–3337.
- Pérez-Gussinyé, M. & Watts, A.B., 2005. The long-term strength of Europe and its implications for plate-forming processes. *Nature* 436, 381–384.
- Rockwell, T., Fonseca, J., Madden, C., Dawson, T., Owen, L.A., Vilanova, S., Figueiredo, P. (2009). Palaeoseismology of the Vilarica Segment of the Manteigas-Braganca Fault in northeastern Portugal. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 316, 237–258.
- Smith, B. & Sandwell, D. (2003). Coulomb stress accumulation along the San Andreas Fault system. *J. Geophys. Res.* 108, 2296.
- Tesaro, M., Kaban, M.K., Cloetingh, S.A.P.L. (2012). Global strength and elastic thickness of the lithosphere. *Global and Planetary Change* 90, 51–57.



THE POTENTIAL OF PARAMETERS DERIVED FROM TRENCHES FOR DIFFERENTIATING GRAVITATIONAL FAULTS RELATED TO EVAPORITE DISSOLUTION FROM TECTONIC FAULTS. CASE STUDIES FROM SPAIN AND USA

El uso de parámetros obtenidos a partir de trincheras para la diferenciación entre fallas gravitacionales generadas por disolución de evaporitas y fallas tectónicas. Ejemplos de España y EEUU

F. Gutiérrez (1), D. Carbonel (1), J.P. McCalpin (2), R.M. Kirkham (3), R. Linares (4), C. Roqué (5), M. Zarroca (4), J. Guerrero (1), P. Lucha (6)

- (1) Dpto. de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, Zaragoza, Spain. fgutier@unizar.es
- (2) Geo-Haz Consulting Inc, Colorado, USA
- (3) GeoLogical Solutions, Colorado, USA
- (4) Dpto. de Geología, Universidad Autónoma de Barcelona, Barcelona, Spain
- (5) Área de Geodinámica Externa y Geomorfología, Universidad de Girona, Girona, Spain
- (6) Dpto. Didáctica de las Ciencias Experimentales, Universidad de Zaragoza, Spain

Abstract: This work presents trenching investigations of active faults related to evaporite dissolution in Spain and USA. The three Spanish sites correspond to active normal faults related to interstratal dissolution of Triassic halite-bearing evaporites in the Iberian Chain (Rio Seco Graben and Zenzano Fault) and the Pyrenees (Peracalç Range grabens). The surface ruptures studied in the southern Rocky Mountains of Colorado correspond to unique flexural-slip faults related to the unfolding of the steeply dipping Grand Hogback Monocline due to active karstification of a thick saline formation along the lower part of the Laramide structure. In all the areas the trenches show evidence of episodic displacement. The inferred parameters suggest that evaporite dissolution-induced faults tend to have higher slip rate, lower recurrence and larger displacement per event than tectonic faults. These numerical data may help to differentiate between tectonic and nontectonic faults. The flexural-slip faults in the Grand Hogback Monocline, which may reach more than 25 km in length and a rupture area of around 190 km², might have the potential to generate damaging “unfolding earthquakes” ($M_w \sim 6$).

Key words: nontectonic faults, trenching, parameters, unfolding earthquakes

Resumen: Se presentan los principales resultados de investigaciones sobre fallas activas generadas por disolución de evaporitas en España y EEUU. En España se estudian fallas normales relacionadas con la karstificación interstratal de evaporitas triásicas en la Cordillera Ibérica (Fosa de Río Seco, Falla de Zenzano) y los Pirineos (fosas de Peracalç). Las roturas superficiales estudiadas en las Montañas Rocosas de Colorado corresponden a fallas de tipo flexural-slip relacionadas con el despliegue del Grand Hogback Monocline, como consecuencia de la karstificación de la formación salina situada a lo largo de la parte inferior de la estructura Larámide. En las cuatro zonas las trincheras muestran evidencias de desplazamiento episódico. Los parámetros inferidos sugieren que las fallas gravitacionales relacionadas con la disolución de evaporitas tienden a mostrar tasas de desplazamiento mayores, menor recurrencia y desplazamientos por evento más elevados que las fallas tectónicas. Esta información puede ayudar a diferenciar entre fallas tectónicas y gravitacionales. Las fallas flexural-slip del Grand Hogback Monocline, con unos 25 km de longitud y superficies de rotura del orden de 190 km², podrían generar “terremotos por despliegue” con magnitud destructiva ($M_w \sim 6$).

Palabras clave: fallas atectónicas, trenching, parámetros, terremotos por despliegue

INTRODUCTION

Differentiating between tectonic faults and gravitational faults constitutes a major challenge for seismic hazard assessment with a still poorly developed scientific basis (e.g. Hanson et al., 1999). Gravitational faults may cause hazardous surface deformation, but in most cases they are not capable of producing damaging earthquakes because of creep displacement and/or limited rupture area. Misinterpreting nontectonic faults as seismogenic tectonic structures may lead to seismic hazard overestimates with relevant economic and societal implications (see examples in Carbonel et al., 2013). The dilemma may be complicated when surface ruptures record the superposition of active faulting and near-surface gravitational deformation controlled by the former.

Gravitational faults may be related to natural and human-induced phenomena such as slope failure

processes (landslides and sackung), dissolution-induced subsidence, migration of salt, volcanism, sediment consolidation related to groundwater withdrawal, unloading phenomena, or mining (Hanson et al., 1999). Trenching investigations of active tectonic faults have increased exponentially in the last few decades (e.g. McCalpin, 2009). However, this technique has rarely been attempted on active gravitational faults. Information and parameters derived from trenches may provide an objective basis to elucidate whether specific faults have tectonic or gravitational origin. For instance, data on sackung compiled by Carbonel et al. (2013) suggests that such gravitational surface ruptures are characterised by anomalously high slip rates and displacement per event values. In this contribution we present four case studies from Spain (Gutiérrez et al., 2012a,b; Carbonel et al., 2013) and Colorado (Gutiérrez et al., 2014) (Fig. 1) of active faults related to interstratal dissolution of evaporites, which suggest that trenching investigations, in combination with detailed

geological-geomorphological mapping, may help to infer their kinematic behaviour (creeping versus episodic) and obtain parameters that may be used as diagnostic criteria to determine their nontectonic origin.

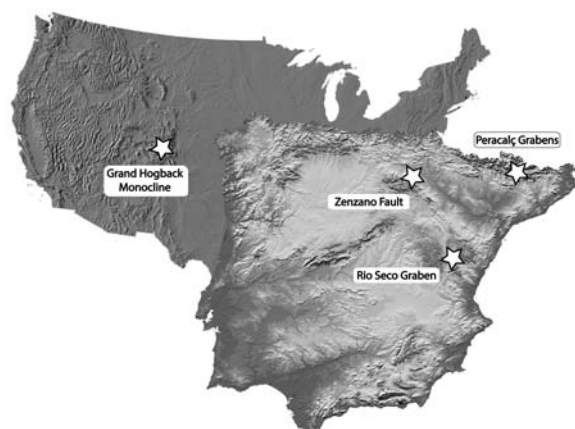


Figure 1: Location of the investigated gravitational faults in the Iberian Peninsula and the United States.

Figura 1. Localización de las fallas gravitacionales investigadas en la Península Ibérica y Estados Unidos.

THE RIO SECO MONOCLINE AND GRABEN (IBERIAN CHAIN)

In this sector of Teruel Neogene Graben, Iberian Chain, interstratal dissolution of Triassic evaporites has resulted in the development of a 1.7 km long monocline in the overlying Mio-Pliocene sequence, which includes the type section proposed for the definition of the Turolian stage. The shortening caused by passive bending in the monocline and the adjacent synform, has been counterbalanced by the development of a keystone graben 1.7 km long with conspicuous geomorphic expression in the crest of the monocline. This crestal graben is controlled by a master synthetic fault and a swarm of shorter synthetic and antithetic faults with en echelon arrangement (Fig. 2). The latter, have locally generated defeated streams.



Figure 2: Aerial view of the Rio Seco monocline and graben. Arrows point to the margins of the crest graben.

Figura 2. Vista aérea del monoclinial y la fosa de Río Seco. Las flechas señalan los márgenes del graben.

Three trenches excavated across uphill-facing scarps have provided the following main results on the kinematics of the gravitational faults (Gutiérrez et al., 2012a): (1) episodic displacement; (2) apparent vertical slip rates ranging from 0.6 to 1 mm/yr; (3) average recurrence of faulting events of around 1.2-2 ka; (4) a minimum average displacement per event of 65 cm for faults less than 200 m long.

THE ZENZANO FAULT (IBERIAN CHAIN)

The Zenzano Fault has been developed on the top of a 475 m high erosional escarpment underlain by an upper brittle sequence and a lower halite-bearing evaporitic formation. The 1850 m long gravitational fault, with a maximum displacement of 45 m and parallel to the escarpment, has offset the back of a dip slope, generating an antislope scarp with prominent triangular facets up to 38 m high. The fault scarp has blocked several transverse drainages generating defeated streams with enclosed depressions in the downthrown block and beheaded and perched valleys (wind gaps) in the footwall (Fig. 3). Two trenches were excavated across the fault in two different disrupted streams. The main data derived from the trenches include (Carbonel et al., 2013): (1) episodic displacement; (2) apparent slip rate of ca. 0.6 mm/yr; (3) an average recurrence based on a poorly constrained chronology for the faulting events of ≤ 6 ka; (4) high vertical displacement per event values (>1.4 m).



Figure 3: Oblique aerial view of the Zenzano Fault. Thick and dashed-line arrows point to the apices of triangular facets and defeated streams, respectively. Note the trench excavation in the blocked stream to the right.

Figura 3. Vista aérea de la Falla de Zenzano. Las flechas gruesas y con trazo discontinuo apuntan a los ápices de las facetas triangulares y a los barrancos obturados, respectivamente. En el barranco de la derecha se aprecia la excavación de una trinchera.

THE GRABENS OF PERACALÇ (PYRENEES)

The Peracalç Range in the Spanish Pyrenees consists of a brittle limestone sequence underlain by tectonically thickened (ca. 2.5 km) Triassic halite-bearing evaporites and clays. Outward expansion and interstratal dissolution of the Triassic sequence has induced lateral spreading and subsidence in the overlying caprock associated with the front of the range, debutressed by differential erosion. Gravitational deformation has resulted in the development of a horst and graben morpho-structure that has aborted a paleodrainage, expressed as wind gaps, hanging valleys and defeated streams (Fig. 4). To our knowledge, this complex slope movement, covering around 4.5 km² and with a minimum volume of 0.9 km³, is the largest mass movement documented in the Pyrenees (Gutiérrez et al., 2012b). Here, the faults show maximum displacement to length ratios higher than the expected values for normal tectonic faults. The interpretation of two trenches excavated across different fault scarps provided the following main

results (1) evidence of episodic displacement; (2) high apparent vertical slip rate (>5 mm/yr).



Figure 4: Graben in Peracalç Range. Arrow points to a hanging valley associated with a fault scarp.

Figura 4. Fosa gravitacional en la Sierra de Peracalç. La flecha señala un barranco colgado asociado a un escarpe de falla.

THE FLEXURAL-SLIP FAULTS OF THE GRAND HOGBACK MONOCLINE (ROCKY MOUNTAINS, COLORADO)

The Carbondale collapse center, in the southern Rocky Mountains of Colorado, is a morphostructural depression ca. 1200 km² where Miocene volcanic rocks are downdropped as much as 1200 m due to interstratal dissolution of Carboniferous halite-bearing evaporites (Kirkham et al., 2002). On the western margin of the collapse center, the debuttressing effect related to active evaporite dissolution drives unfolding of the steeply dipping late Laramide Grand Hogback Monocline, accompanied by displacement on bedding-parallel faults. These flexural-slip faults rupture unconformable Miocene basalts and Quaternary mantled pediments, generating conspicuous half-graben depressions bounded by antislope fault scarps parallel to the underlying strata of the monocline. Two trenches were dug across flexural-slip faults in the basalts and the mantled pediments, providing the following main results (Gutiérrez et al., 2014): (1) unexpected evidence of episodic faulting; (2) displacement per event values of ≥ 1 m. Limited geochronological data precluded calculating reliable slip rate and recurrence values.

It is unknown whether the entire length of a particular fault ruptures during a single faulting event. Also, it is uncertain if more than one of the 40 mapped flexural-slip faults moves synchronously during faulting events. Nonetheless, these gravitational faults, with an estimated length of ca. 25 km, and rupture areas as large as 190 km², might have the potential to generate damaging “unfolding earthquakes” with moment magnitude around 6 (Gutiérrez et al., 2014).

DISCUSSION

The presented results reveal that normal faults and flexural-slip faults related to evaporite dissolution may have a stick-slip displacement regime like seismogenic tectonic faults. Moreover, the parameters derived from trenching investigations may be used as objective criteria to elucidate whether a specific fault has a tectonic or gravitational origin. The analysed case studies suggest that evaporite dissolution-induced faults tend to have higher slip rate, lower recurrence, and larger displacement per event values than tectonic faults.

This is in agreement with preliminary results presented by Guerrero et al. (2012) on a fault related to the collapse of the crest of a salt anticline in the Colorado Plateau (Moab Valley, Utah).

The activity of tectonic faults is controlled by deviatoric stress fields. In contrast, deep-seated evaporite dissolution and gravitational faulting in the overlying rocks may be controlled by other external factors, such as (1) rejuvenation of the karst system by fluvial incision; (2) enhanced aquifer recharge related to climate change; (3) a change from endorheic to exorheic conditions; (4) seismic shaking.

Gravitational faults are generally considered as non-capable structures and obviated in seismic hazard analyses. However, the data obtained on the flexural-slip faults related to the unfolding of the Grand Hogback Monocline suggest that some large gravity-driven structures might have the potential to produce damaging earthquakes ($M_w \sim 6$). These faults may reach 25 km in length and 7.5-10 km in downdip width.

Acknowledgements: This work has been partially supported by the Spanish national project CGL2010-1677 and a Salvador de Madariaga grant received by FG for a research stay in the Colorado Geological Survey (PR2011-0269).

References

- Carbonel, D., Gutiérrez, F., Linares, R., Roqué, C., Zarroca, M., McCalpin, J., Guerrero, J., & Rodríguez, V. (2013). Differentiating between gravitational and tectonic faults by means of geomorphological mapping, trenching and geophysical surveys. The case of Zenzano Fault (Iberian Chain, N Spain). *Geomorphology*, 189, 93-108.
- Guerrero, J., Brunh, R.L., McCalpin, J., Gutiérrez, F., & Willis, G. (2012). Interstratal karstification and late Quaternary active faulting in Moab collapse salt valley, SE Utah (USA). *Actas de la XII Reunión Nacional de Geomorfología*. Sociedad Española de Geomorfología, Santander, 417-420.
- Gutiérrez, F., Carbonel, D., Guerrero, J., McCalpin, J.P., Linares, R., Roque, C., & Zarroca, M. (2012a). Late Holocene episodic displacement on fault scarps related to interstratal dissolution of evaporites (Teruel Neogene Graben, NE Spain). *Journal of Structural Geology*, 34, 2-19.
- Gutiérrez, F., Linares, R., Roqué, C., Zarroca, M., Galve, J.P., Carbonel, D., & Rosell, J. (2012b). Investigating gravitational grabens related to lateral spreading and evaporite dissolution subsidence by means of detailed mapping, trenching and electrical resistivity tomography (Spanish Pyrenees): *Lithosphere*, 4, 331-353.
- Gutiérrez, F., Carbonel, D., Kirkham, R.M., Guerrero, J., Lucha, P., Matthews, V. (2014). Can flexural-slip faults related to evaporite dissolution generate hazardous earthquakes? The case of the Grand Hogback Monocline of west-central Colorado. *GSA Bulletin*, in press.
- Hanson, K.L., Kelson, K.I., Angell, M.A., & Lettis, W.R. (1999). *Techniques for identifying faults and determining their origins*. U.S. Nuclear Regulatory Commission. Washington, contract report NUREG/CR-5503, 186 p. and appendices.
- Kirkham, R.M., Streufert, R.K., Kunk, M.J., Budhan, J.R., Hudson, M.R., & Perry, W.J.Jr. (2002). Evaporite tectonism in the Lower Roaring Fork river valley, West-Central Colorado. En: Late Cenozoic evaporite tectonism and volcanism in west-central Colorado (R.M. Kirkham, R.M., Scott, R.B., & Judkins, T.W., eds. Geological Society of America Special Paper 366, 73-99.
- McCalpin, J.P. (2009). *Paleoseismology*. Diego, Academic Press, San Diego, 604 p.



THE SEISMIC SEQUENCE RELATED TO THE GAS INJECTION OF THE CASTOR PROJECT OFFSHORE SPAIN

Simone Cesca (1,2), Francesco Grigoli (2), Sebastian Heimann (1), Álvaro González (1,3), Elisa Buforn (4,5), Samira Maghsoudi (2), Estefania Blanch (6) and Torsten Dahm (1,2)

- (1) GFZ German Research Centre for Geosciences, Potsdam, Germany. simone.cesca@gfz-potsdam.de
- (2) Institute of Earth and Environmental Sciences, University of Potsdam, Germany
- (3) Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, Spain. alvaro.gonzalez@unizar.es
- (4) Departamento de Geofísica y Meteorología, Universidad Complutense de Madrid, Spain
- (5) IGEO, UCM-CSIC, Madrid, Spain
- (6) Observatori de l'Ebre, Roquetes, Tarragona, Spain

Resumen/resumo: Una secuencia sísmica de magnitud hasta Mw 4.3 tuvo lugar frente a la costa de Castellón durante septiembre-octubre de 2013. Se correlacionó espacial y temporalmente con una inyección de gas natural, realizada a unos 2 km de profundidad en un yacimiento petrolífero agotado, limitado por la Falla Oriental de la Fosa de Amposta. Nuestro análisis indica que la secuencia probablemente fue desencadenada por la inyección de gas. Los terremotos fueron poco profundos y se originaron a escasos km del punto de inyección. Los mecanismos focales de los mayores terremotos son muy similares entre sí, y no son consistentes con la orientación de la falla principal, sino con otras menores identificadas previamente. Uno de sus planos es subvertical, NW-SE. Considerando el estado de esfuerzos, es más probable que la inyección de gas desencadenase los terremotos según el otro plano nodal, orientado NNE-SSW y con buzamiento de unos 30° hacia el ESE.

Palabras clave: Fallas activas, desencadenamiento de terremotos, inyección de fluidos.

Abstract: A spatially localized seismic sequence originated few tens of kilometres offshore the Mediterranean coast of Spain, close to the Ebro river delta, starting on 2013 September 5, and lasting at least until 2013 October. The sequence culminated in a maximal moment magnitude Mw 4.3 earthquake, on 2013 October 1. The most relevant seismogenic feature in the area is the Fosa de Amposta fault system, which includes different strands mapped at different distances to the coast, with a general NE–SW orientation, roughly parallel to the coastline. The epicentral region is also located near the offshore platform of the Castor project, where gas was being conducted through a pipeline from mainland and injected in a depleted oil reservoir, at about 2 km depth. We analyse the temporal evolution of the seismic sequence and use full waveform techniques to derive absolute and relative locations, estimate depths and focal mechanisms for the largest events in the sequence (with magnitude mbLg larger than 3), and compare them to a previous event (2012 April 8, mbLg 3.3) taking place in the same region prior to the gas injection. Moment tensor inversion results show that the overall seismicity in this sequence is characterized by oblique mechanisms with a normal fault component, with a 30° low-dip angle plane oriented NNE–SSW and a subvertical plane oriented NW–SE. The combined analysis of hypocentral location and focal mechanisms could indicate that the seismic sequence corresponds to rupture processes along shallow low-dip surfaces, which could have been triggered by the gas injection in the reservoir, and excludes the activation of the Amposta fault, as its known orientation is inconsistent with focal mechanism results. An alternative scenario includes the iterated triggering of a system of steep faults oriented NW–SE, which were identified by prior marine seismics investigations.

Key words: Active faults, earthquake triggering, fluid injection.

On September 5, 2013 the seismicity rate suddenly increased at a localized region located offshore the Mediterranean coast of Spain, at about Lat 40.3°N, Lon 0.7°E. The seismic sequence remained active for more than one month and was still ongoing in October, 2013.

The largest earthquakes were felt in the coastal region, and the sequence raised great interest among the scientific community and civil society, given its temporal coincidence with a test for cushion gas injection in the proximity of the epicentral region. This test was performed by the Castor project, which aims to store natural gas (Batchelor et al. 2007) in the depleted Amposta oil reservoir, exploited in the period 1973–1989 (Seeman et al. 1990; Batchelor et al. 2007). Up to 1002 earthquakes were located by the Ebro Observatory, which monitored the seismicity of the area in agreement with Escal, the company operating the Castor Project.

The injection phase took place from 2 to 16 September at 1750 m under the sea level. Prior test injections of cushion gas were performed since June

2013, not accompanied by seismicity. However, the largest events in the seismic sequence took place from September 24 on, after the injection was stopped. The largest earthquake, with Mw 4.3 (ML 4.0) happened on October 1st. The spatial vicinity among the injection well and the epicentres, the shallow seismicity depth, and the beginning of the activity during the injection phase raise the question of whether the gas storage operations could have triggered or induced the increased seismic activity.

The epicentral area is located in the Gulf of Valencia, within the Catalan-Valencian extensional domain. The extensional tectonics is accommodated through complex normal fault systems (Perea et al. 2012). The main faults are oriented ENE–WSW in the north and NNE–SSW to N–S in the south (Roca & Guimerà 1992), with most faults oriented parallel to the coast. Three strands (Western, Central and Eastern strands) of the Fosa de Amposta fault system are located in proximity of the epicentral region (Perea et al. 2012, and references therein).

This communication summarizes our analysis of the sequence (Cesca et al., 2014), made independently from the unpublished official reports by the National Geographic Institute (Carreño et al., 2013) and the National Institute of Geology and Mining (García Mayordomo, coordinator, 2013), which were unofficially disclosed to the mass media in May 2014.

The temporal evolution of the seismicity shows an increase of the seismic rate before September 16 and a further sharp increase from September 28 (Fig. 1). We therefore divided the catalogue into two periods, until (phase 1) and after (phase 2) September 16, that is the stop of the gas injection. The b value in the first phase ($b_1 = 1.41 \pm 0.21$) is significantly larger than in the second phase ($b_2 = 0.87 \pm 0.06$). This may suggest a change in stresses but also a change in the dominant focal mechanism (Schorlemmer et al. 2005). The change in b value is accompanied by an increase of maximum observed magnitudes, which is experienced in the period following September 16. In the following, we will analyse in detail the largest events in the sequence.

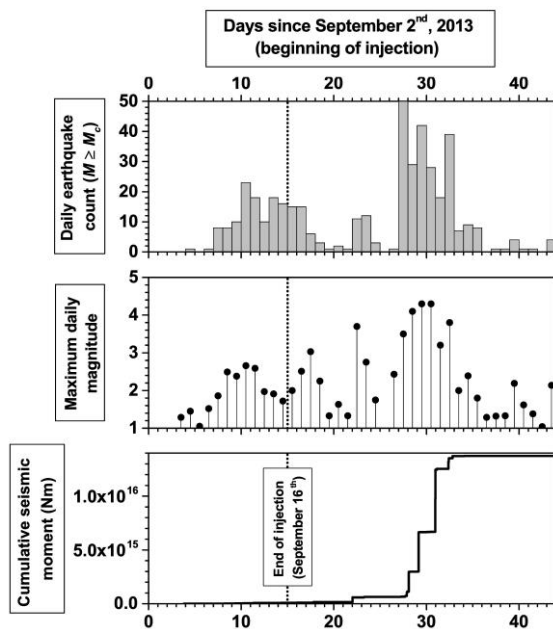


Figure 1. The temporal evolution of the seismic sequence (first 40 days since the beginning of the injection). Top: Daily number of events with magnitude above completeness ($M_c=1.32$), according to the Ebro Observatory catalogue. Middle: Maximum daily magnitude. Bottom: Cumulative seismic moment.

However, given the previous considerations, the derived source parameters may remain indicative only for the second phase of the sequence.

We relocated the seismic events (Figure 2) using a novel waveform stacking approach (Grigoli et al. 2013a,b). After trying with different velocity models, the best results were obtained using the average velocity model extracted from the CRUST 2.0 database (Bassin et al. 2000) corresponding to the Amposta platform location. Absolute locations provide clear evidence that seismicity occurred in the vicinity of the injection well, but the resolution is not sufficient to infer the geometry of the hosting fault.

To further investigate the spatial distribution of hypocentres of the largest events at a small scale, we used a relative location technique. This method is based on waveform correlation, and could be adopted because the events show similar waveforms. Results (Fig. 2, right panels) were obtained for a subset of 51 earthquakes, after automatically removing those showing poor average correlation coefficients with the others. These show mainly that epicentres are distributed in a small region, elongated NNE–SSW, with a maximal extension of about 5 km, and a very narrow depth range at about 0–4 km.

We performed moment tensor inversion using the Kiwi tools (Cesca et al. 2010; Heimann 2011), following the procedure described in Cesca et al. (2013). Centroids are found at very shallow depths, typically of 2 km, and are consistent with the hypocentral location findings. The uncertainty on the depth estimation (Fig. 3) has been assessed through a bootstrap test (see Cesca et al. 2013), which confirms that the sources are very shallow.

The largest events in the sequence repetitively occur with a similar oblique focal mechanism, which suggest the activation of the same fault or a system of parallel faults. The possible orientation of the hosting fault (or faults) is either NNE–SSW, dipping with a low angle ($15\text{--}42^\circ$) towards SE, or NW–SE, with a steep plane likely dipping towards SW. We investigated the robustness of focal mechanism solutions using a jack-knife approach, repeating the inversions after excluding each station. Non-double-couple components are typically low, and the misfit improvement from the double-couple to the full moment tensor solution is minor. These results exclude the presence of strong tensile components or volumetric changes. Our focal mechanisms are in general agreement with solutions proposed by IGN for few events (Fig. 3), although our solutions are more similar to each other, and have lower dip angles for the NNE–SSW plane (further referred as plane 1, with strike $22\text{--}49^\circ$, dip $15\text{--}42^\circ$, rake -10° to 0°), and a steeper one for the NW–SE plane (plane 2, with strike $119\text{--}140^\circ$, dip $83\text{--}90^\circ$, rake -131° to 105°).

The strike of plane 1 is well consistent with the average orientation of the Eastern strand of the Amposta fault system, but the dip is not (the plane dips towards the open sea whereas the Eastern Amposta Fault dips towards the Spanish coast), and actually makes this plane perpendicular to its known fault geometry. Instead, the low-dip plane 1 results parallel to the sedimentary stratification above and below the reservoir, and could fit a small fault recognized by Seeman et al. (1990, Fig. 4). The alternative plane 2, which is oriented NW–SE, is consistent in strike and dip with a system of small subparallel faults (Monsia Faults) located on the NW side of the Eastern Amposta fault (Geostock 2010, Fig. 4). Finally, the inversion result for a Mw 3.5 (mbLg 3.3) event occurring on 2012 April 8, shows a normal fault mechanism with different orientation (Fig. 3). However, the reliability of this solution is limited.

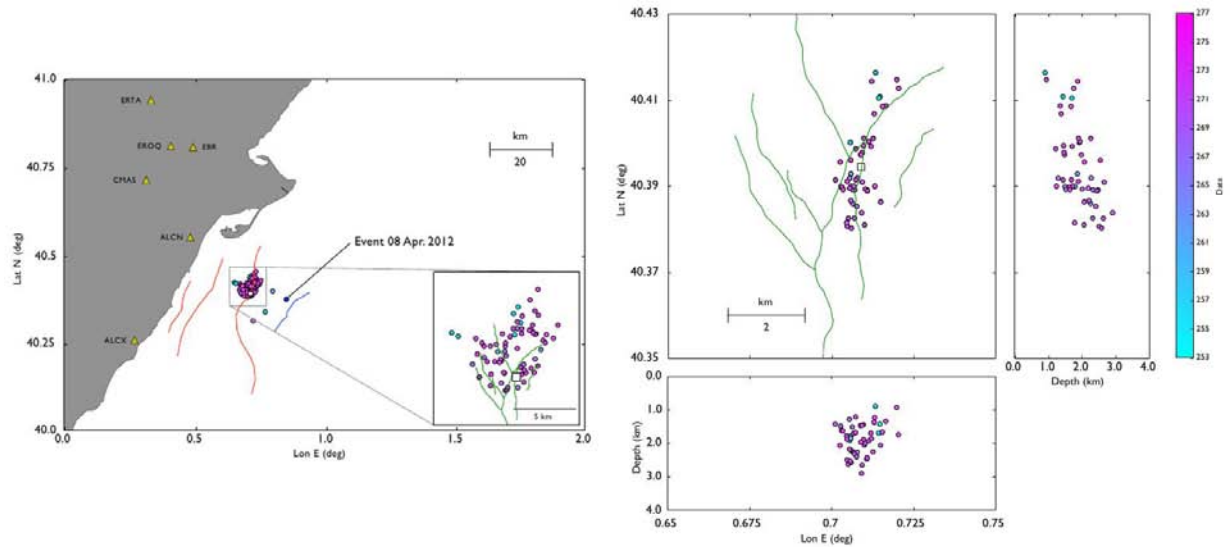


Figure 3. Earthquake relocations. Left map: Absolute epicentral locations (circles, coloured by date), injection platform (square), seismic stations (triangles), closest fault strands to the sequence (colored lines), including the Amposta fault system (red, after García-Mayordomo et al., 2012). Inset: Eastern Amposta Fault and NNW-SSE Montsiá Faults in the epicentral region (Geostock, 2010). Right panels: Relative earthquake locations of the largest earthquakes in the sequence, in map view and vertical cross-sections (Note that for these panels the absolute locations are not known and were chosen to be centred at the Castor platform location, so only the relative location can be discussed).

Date	Time	Lat N	Lon E	Depth	M_0 [Nm]	Mw	Strike,Dip,Rake(Best)	Best	Mean	IGN
8.4.2012	11:58:44	40.38	0.85	2 (2–2)	3.17×10^{14}	3.6	5,12,–13;107,87,–101			
24.9.2013	00:21:50	40.39	0.71	2 (2–3)	4.41×10^{14}	3.7	46,29,3;313,89,119			
29.9.2013	21:15:06	40.39	0.72	1 (1–1)	1.90×10^{14}	3.5	37,15,–5;132,89,–105			
29.9.2013	21:23:16	40.38	0.70	2 (1–5)	9.96×10^{13}	3.3	49,26,3;316,89,116			
29.9.2013	22:15:48	40.40	0.71	2 (1–2)	9.69×10^{13}	3.3	33,20,–10;133,86,–110			
30.9.2013	02:21:17	40.39	0.70	2 (2–3)	1.83×10^{15}	4.1	38,21,–12;140,86,–110			
1.10.2013	03:32:45	40.40	0.72	2 (2–5)	3.64×10^{15}	4.3	37,30,–3;129,89,–119			
2.10.2013	23:06:50	40.40	0.72	2 (1–3)	3.04×10^{15}	4.3	39,29,–3;132,89,–119			
2.10.2013	23:29:29	40.42	0.70	2 (1–3)	2.73×10^{15}	4.2	34,23,–2;125,89,–113			
4.10.2013	08:49:48	40.40	0.69	2 (1–2)	6.62×10^{14}	3.8	46,33,0;316,90,123			
4.10.2013	09:55:19	40.40	0.71	2 (1–2)	2.99×10^{14}	3.6	34,38,–5;128,87,–128			
4.10.2013	20:02:24	40.40	0.70	2 (1–2)	1.90×10^{14}	3.5	22,42,–10;119,83,–131			

Figure 3. Moment tensor inversion results. Source parameters (strike, dip, rake, best depth value and its range of estimate according to the bootstrap test, scalar moment and magnitude), best and mean pure double-couple focal mechanisms (black and blue focal spheres, respectively) as obtained in this study. Double-couple focal mechanisms by the Instituto Geográfico Nacional (grey focal spheres) have been included, whenever available from the IGN webpage (www.ign.es).

The spatiotemporal correlation between the last injection test and the seismic sequence, together with the size and rate of seismicity, seem compelling arguments to infer a correlation between the injection and the seismicity. All events were very shallow, and occurred in a similar depth as the injection point, within only few kilometres or less around it. The first event occurred only few days after the beginning of the injection. After injection shut-in, the b -value of the frequency-magnitude distribution changed.

We tested whether at least the second part of the sequence (for which focal mechanisms could be calculated) could have been triggered by pore

pressure increase due to the gas injection. Pore pressure increase will raise the effective Coulomb stresses acting on a fault, bringing the fault closer to failure. Faults under critical pre-stress may rupture. The mechanism requires a hydraulic connection between the fluid injection point and the affected faults (e.g. McGarr 2014).

Considering the directions of maximal compression (NNE-SSW) reported in the vicinity of the injection site (Schindler et al. 1998, Heidbach et al. 2008), we calculated the relative positive Coulomb stress and direction of shear stress for potential pre-existing faults with different strike and dip angles. Plane 1 was more favourable oriented and would rupture in

more favourable direction of the pre-existing stress than plane 2. Thus, if the earthquakes were triggered by pore pressure increase, the observed slip direction on plane 1 was more likely to occur. It is also likely the shallow SE dipping fault in Fig. 4 is connected to the reservoir layer.

Upon these results it seems realistic that the gas injection could have triggered the seismicity by reactivating the shallowest part of the SE dipping fault (scenario 1) or similarly oriented bedding planes. Further analysis would require more detailed information, about the geological structure, gas injection rates, previous oil exploitation of the reservoir, and a complete modelling of stress perturbation.

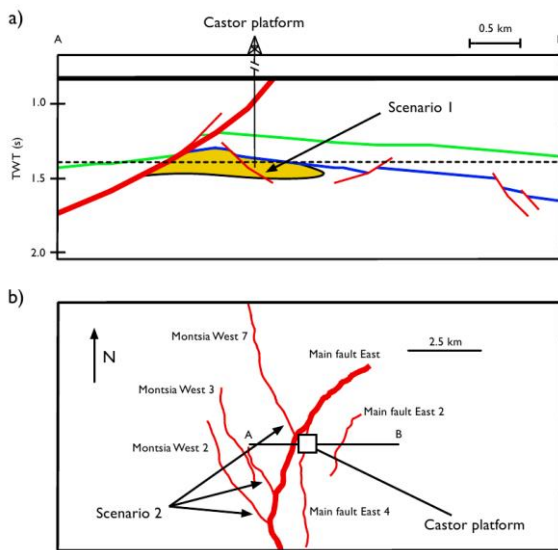


Figure 4. Sketches of the possible rupture scenarios, along (a) an E-W section (after the Shell Spain seismic profile in Seeman et al. 1990, with vertical scale in two-way traveltimes) and (b) a horizontal projection, at the Castor platform. The sketch includes the rough location of the reservoir (yellow region) and rough depth at which the map view is plotted (dashed line). The blue and green lines are stratigraphic markers, with the blue being the contact between the reservoir rocks (karstified Mesozoic carbonates) and the impermeable Miocene overlying it, and the green being the Messinian unconformity, which is the level at which the faults in (b) are drawn. The first possible scenario involves the rupture of a NE-SW striking low-angle fault, dipping towards SE, which could match the fault identified by Seeman et al. (1990), as shown in the cross-section sketch. The alternative scenario requires the activation of different subparallel faults (Montsia faults, Geostock 2010), which are better seen in the map view panel. The scenario of the activation of the main fault (Eastern Amposta fault) is excluded by the joint interpretation of earthquake locations and focal mechanisms.

Acknowledgements: This work has been funded by the German BMBF "Geotechnologien" project MINE (Grant of project BMBF03G0737) and Ministerio de Ciencia e Innovación project ALERT-ES (CGL2010-19803C03-01). ÁG was supported by the Caja Madrid Foundation (Spain) and the Spanish Government grant FIS2010-19773. We are thankful to the Seismic Network of the National Geographical Institute of Spain (IGN), to the Catalan Seismic Network of the Geological Institute of Catalunya (IGC) and to the Ebro Observatory for providing seismic waveform and catalogue data.

References

- Bassin, C., Laske, G. & Masters, T.G. (2000) The current limits of resolution for surface wave tomography in North America. *EOS, Transactions, American Geophysical Union* 81(48), Fall Meeting Supplement, Abstract S12A-03.
- Batchelor, J.A., Sherley, B.W., Klepacki, D., Lewis, R.E. & Jensen, R.E., (2007) Validating the integrity of the Amposta structure for gas storage offshore Spain, in *Proceedings of the Offshore Europe, September 4–7, Aberdeen, Scotland, UK*, Society of Petroleum Engineers, Manuscript 108247-MS, 23 p.
- Carreño Herrero, E., Martínez Solares, J.M. & Cantavella Nadal, J.V. (2013) *Informe sobre la actividad sísmica en el Golfo de Valencia*. Instituto Geográfico Nacional, Madrid, unpublished report, 37 p.
- Cesca, S., Heimann, S., Stammer, K. & Dahm, T. (2010) Automated procedure for point and kinematic source inversion at regional distances. *Journal of Geophysical Research*, 115, B6, B06304.
- Cesca, S., Rohr, A. & Dahm, T., (2013) Discrimination of induced seismicity by full moment tensor inversion and decomposition. *Journal of Seismology*, 17(1), 147–163.
- Cesca, S., Grigoli, F., Heimann, S., González, Á., Buforn, E., Maghsoudi, S., Blanch, E. & Dahm, T. (2014) The 2013 September–October seismic sequence offshore Spain: a case of seismicity triggered by gas injection? *Geophysical Journal International*, in press.
- García Mayordomo, J. (coordinator, 2013) *Informe geológico sobre la crisis sísmica relacionada con el almacén subterráneo de gas denominado Castor (Castellón, noreste de España)*, Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, unpublished report, 46 p.
- García-Mayordomo, J. et al. (2012) The Quaternary Active Faults Database of Iberia (QAFI v.2.0), *Journal of Iberian Geology*, 38, 285–302.
- Geostock, 2010. Castor underground storage facility—seismic interpretation study—contribution to the static model. ESCAL internal report.
- Grigoli, F., Cesca, S., Amoroso, O., Emolo, A., Zollo, T. & Dahm, T. (2013a) Automated microseismic event location by waveform coherence analysis, *Geophysical Journal International*, 196(3), 1742–1753.
- Grigoli, F., Cesca, S., Vassallo, M. & Dahm, T. (2013b). Automated seismic event location by traveltimes stacking: an application to mining induced seismicity, *Seismological Research Letters*, 84(4), 666–677.
- Heidbach, O., Tingay, M., Barth, A., Reinecker, J., Kurfeß, D. & Müller, B., 2008. *The World Stress Map database release 2008*, doi:10.1594/GFZ.WSM.Rel2008.
- Heimann, S., 2011. *A robust method to estimate kinematic earthquake source parameters*, PhD thesis, Univ. Hamburg.
- McGarr, A., (2014) Maximum magnitude earthquakes induced by fluid injection, *Journal of Geophysical Research*, 119(2), 1008–1019.
- Perea, H., Masana, E. & Santanach, P. (2012) An active zone characterized by slow normal faults, the northwestern margin of the València trough (NE Iberia): a review, *Journal of Iberian Geology*, 38, 31–52.
- Roca, E. & Guimerà, J., 1992. The Neogene structure of the eastern Iberian margin: structural constraints on the crustal evolution of the València trough (western Mediterranean), *Tectonophysics*, 203, 203–218.
- Schindler, A., Jurado, M.-J. & Müller, B. (1998) Stress orientation and tectonic regime in the northwestern Valencia Trough from borehole data, *Tectonophysics*, 300, 63–77.
- Schorlemmer, D., Wiemer, S. & Wyss, M. (2005) Variations in earthquake-size distribution across different stress regimes, *Nature*, 437, 539–542.
- Seemann, U., Pümpin, V.F. & Casson, N. (1990). Amposta oil field, in *Treatise of Petroleum Geology: Atlas of Oil and Gas Fields, Structural Traps II: Traps Associated with Tectonic Faulting*. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, USA, A-016, 20 p.



MODELO CINEMÁTICO DE BLOQUES DE LA REGIÓN IBERO-MAGREBÍ A PARTIR DE DATOS GEODÉSICOS.

Block Kinematics of the Iberia-Maghrebian region from inversion of geodetic data.

E.Asensio (1), G. Khazaradze (1) y A. Echeverría (1).

(1) Departament de Geodinàmica i Geofísica. Universitat de Barcelona. evasensio@gmail.com

Resumen: En este estudio presentamos un modelo de bloques que describe la geodinámica del límite de placas en la región Ibero-Magrebí. El modelo se basa en los campos de velocidades GPS existentes y consta de 5 bloques: dos bloques que representan las placas africana y euroasiática respectivamente, un bloque que engloba el Rif y el mar de Alborán, otro bloque con las Béticas Centrales y Orientales, y un bloque con las Béticas más Orientales. Las principales zonas de deformación son: 1) la falla que se extiende desde el Golfo de Cádiz hasta las Béticas Orientales con un movimiento dextral; 2) La zona de cizalla Trans-Alboran con comportamiento sinistral; 3) las fallas del sur del Rif y norte de Argelia con comportamiento transpresivo, y 4) la falla que se alinea con las fallas paralelas a la línea de costa andaluza con comportamiento dextral. Proponemos que los resultados obtenidos se justifican por un *slab roll-back* bajo el estrecho de Gibraltar que provocaría extensión *back-arc* en las Béticas Orientales.

Palabras clave: GPS, modelo de bloques elásticos, límite de placas, región Ibero-Magrebí.

Abstract: We present a block model of the Ibero-Maghrebian region, which explains the geodynamic behavior of this complex plate boundary. The proposed model, based on the compilation of the published GPS velocity fields, consists of 5 blocks: two blocks that represent the African and Eurasian plates, a block which includes the Rif and the Alboran sea, a block with the Central and Eastern Betics, and finally a block with the easternmost part of the Betics range. The principal deformation zones are: 1) a right-lateral behavior of the fault from Gulf of Cadiz to the eastern Betics; 2) the Trans-Alboran Shear Zone has a left-lateral movement with a low extensional component; 3) the transpressive behavior of the Rif and north Argelia faults; 4) the parallel to the Andalusian coast faults have a right lateral movement. We suggest that the obtained results support a geodynamic model of active slab roll-back beneath the Strait of Gibraltar with a consequent back-arc extension in the eastern Betics.

Key words: GPS, elastic block modelling, plate boundary, Ibero-Maghrebian region.

INTRODUCCIÓN

La tectónica actual de la región Ibero-Magrebí, en la parte más occidental del Mediterráneo, está condicionada por una lenta (~5 mm/a) y oblicua (~NO-SE) convergencia entre la placa euroasiática y africana y la consecuente subducción de la litosfera oceánica (McClusky et al., 2003). La sismicidad de esta zona es significativa aunque muy difusa, ya indicando la complejidad del límite de placas. En este estudio presentamos un nuevo modelo cinemático para la región Ibero-Magrebí, con el fin de presentar una visión detallada de la tectónica actual de la región. A partir de todos los campos de velocidades GPS publicados, que proporcionan una buena cobertura de la región, se sugiere una nueva geometría del modelo de bloques, basado en la sismicidad, las fallas cartografiadas (principalmente las activas), y la revisión de los modelos de bloques previos basados también en datos geodésicos (e.g. Vernant et al., 2010; Koulali et al., 2011). La inversión se ha implementado usando una modelización que incluye la rotación rígida de bloques y la acumulación elástica de la deformación en los límites de los bloques.

DATOS Y ANÁLISIS

Los campos de velocidades GPS utilizados para la modelización han sido tomados de las publicaciones de Echeverría et al. (2013); Koulali et al. (2011); Palano et al. (2013) y Asensio (2014). Previamente a la modelización se ha escogido el sistema de referencia del campo de velocidades de Echeverría et al. (2013) y se han rotado el resto de campos de velocidades respecto este (respecto Europa

occidental) a partir del programa *velrot* incluido en GAMIT/GLOBK (www.gpsg.mit.edu/). Para la modelización, se han excluido las velocidades GPS cuyas incertidumbres son mayores a 1,2 mm/a, y se ha fijado un valor mínimo de 0,2 mm/a a todas las velocidades con incertidumbres inferiores. Con el fin de equiparar la magnitud de las incertidumbres y basándonos en las estaciones comunes entre los diferentes campos de velocidades, se han escalado las incertidumbres de Echeverría et al. (2013) y Palano et al. (2013) con un factor de 2, y se ha utilizado un factor de escala de 1,5 para las incertidumbres obtenidas por Asensio (2014).

La modelización elástica de bloques se ha realizado con software TDEFNODE (McCaffrey, 2005) que permite calcular, a partir de las velocidades GPS y de unos bloques definidos por fallas; los polos de Euler para cada bloque, las tasas de deslizamiento de las fallas principales, el valor y la distribución de la profundidad de bloqueo (*locking depth*) y el coeficiente de acoplamiento (*coupling coefficient*). Hemos asumido que la deformación se localiza a lo largo de las fallas principales. El programa se basa en la teoría del back-slip (Savage, 1983) y la formulación propuesta por Okada (1985).

RESULTADOS

El modelo propuesto consta de 8 límites de bloques definidos en 3D en base a la sismicidad, las fallas cartografiadas, y el comportamiento de las velocidades GPS obtenidas. Se ha fijado una profundidad de total acople hasta los 15 km de

profundidad para todos los límites. La numeración de los límites de bloques se encuentra en la Figura 1, y se describen a continuación:

- Los límites 1 y 2 (Figura 1) se han definido a partir del cambio de magnitud de las velocidades de las estaciones GPS, del cambio en la topografía, así como de la alineación de sismos extraídos del catálogo NEIC (National Earthquake Information Center del U.S. Geological Survey; <http://earthquake.usgs.gov/regional/neic/>) que se extienden desde el Golfo de Cádiz hasta las Béticas Orientales. Ambos límites se han considerado verticales.

- La fallas 3 y 4 corresponden a la Zona de Cizalla de las Béticas Orientales (ZCBO) y la Zona de Cizalla Trans-Alborán (ZCTA). Se ha fijado un buzamiento de 70° hacia el NW para esta falla de acuerdo con la base de datos QAFI (Quaternary Active Faults of Iberia) (García-Mayordomo et al., 2012).

- El límite 5 es la unión del Alborán Ridge, la falla de Yusuf y la alineación de mecanismos focales según el catálogo del Global CMT Project (www.globalcmt.org) al norte de Argelia. Se ha fijado este límite como vertical.

- El límite 6, que pasa por el sur del Rif, se ha definido con un buzamiento de 30° hacia el norte de acuerdo con Vernant et al. (2010) y Koulali et al.

(2011).

- El límite 7, vertical, sigue la falla de Bajo Segura y su continuación offshore (Alfaro et al. 2002).

- El límite 8 sigue la alineación de fallas verticales pliocenas y cuaternarias paralelas a la línea de costa andaluza hasta la altura de Marbella donde se adentra en la península.

A partir de estos 8 límites de bloques se han creado 5 bloques que describen el movimiento regional de la zona de estudio (Figura 2). El bloque Norte, llamado NBLK representa el movimiento rígido de la placa euroasiática. El bloque Sur, SBLK, representa el movimiento rígido de la placa africana. Los tres bloques centrales son el RAWB, que representa el movimiento del Rif, del mar de Alborán y de las Béticas Occidentales; el bloque EBET, que representa las Béticas Centrales y parte de las Béticas Orientales y por último el bloque ESTE que incluye parte de las Béticas más orientales y del mar Mediterráneo.

La Figura 1 muestra las velocidades observadas (negro) y las velocidades calculadas por el modelo (rojo). Las velocidades calculadas se han obtenido a partir de los polos de rotación de cada bloque, y tienen en cuenta las perturbaciones de la velocidad causadas por el *locking* asignado a cada falla, es

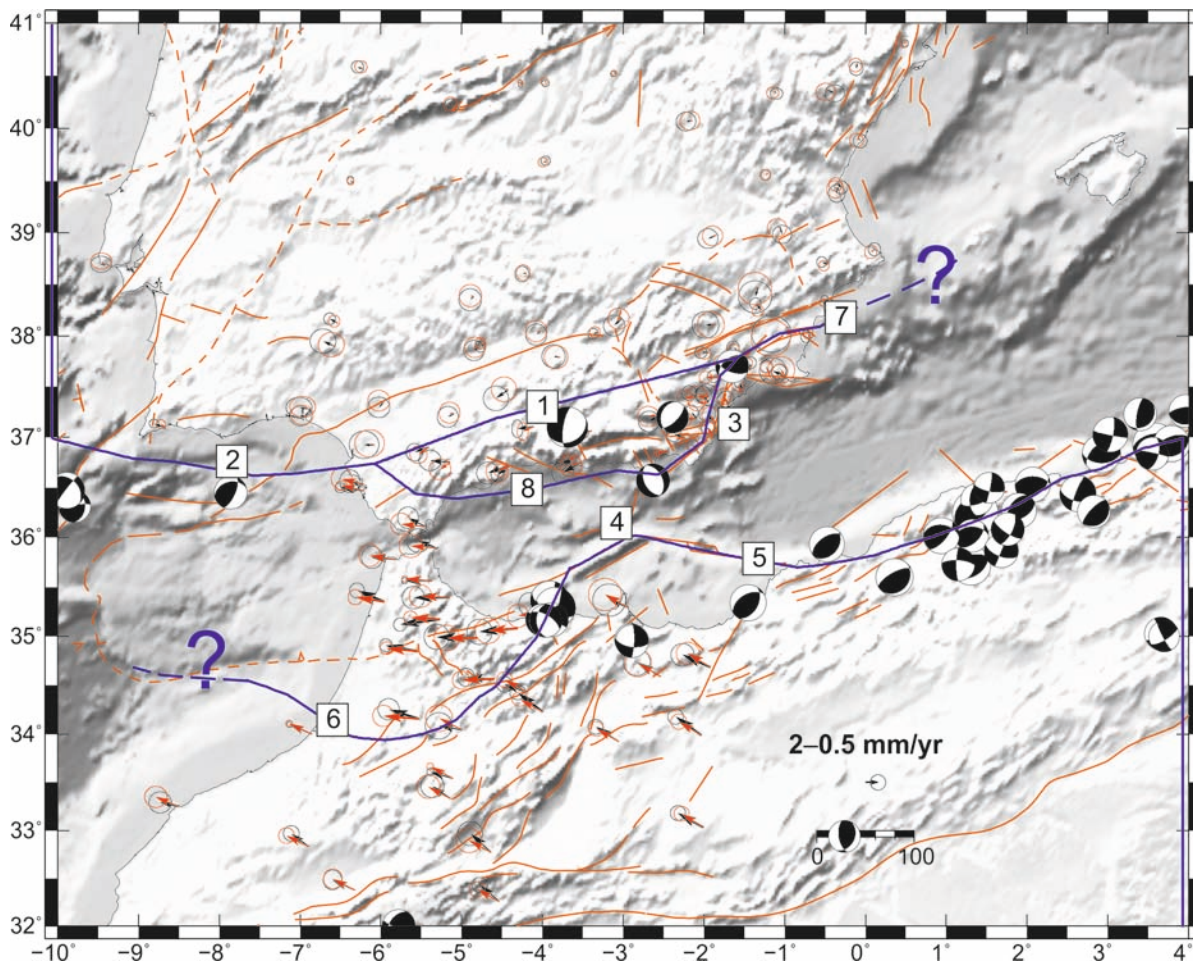


Figura 1: Modelo de bloques con la numeración de los límites. En rojo se muestran las velocidades modeladas y en negro observadas. Mecanismos focales del catálogo de Global CMT Project (www.globalcmt.org). En naranja fallas tomadas del Geodynamic Map of the Mediterranean (<http://ccgm.free.fr>)

Figure 1: Block model proposed with limits numeration. Red and black arrows show modelling and observed velocities respectively. Focal mechanism from Global CMT Project catalog www.globalcmt.org. Faults from the Geodynamic Map of the Mediterranean (<http://ccgm.free.fr>) in orange.

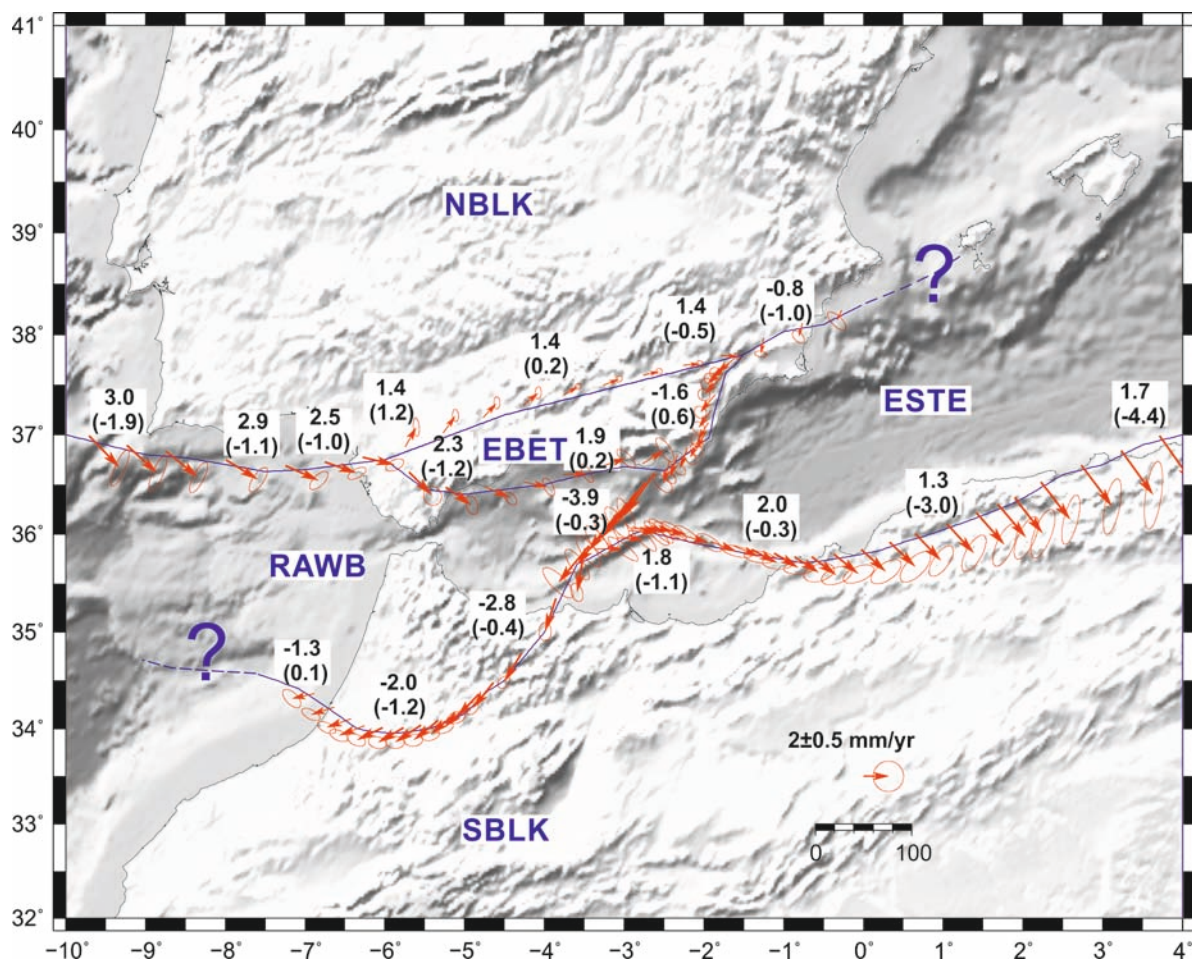


Figura 2: Slip rates de las fallas obtenidas por la inversión. Los valores indican el deslizamiento paralelo y perpendicular, (en paréntesis) de la falla. Valores negativos representan un movimiento sinistral o compresivo.

Figure 2: Fault slip rates obtained from the inversion. Numbers shows parallel and normal (in parenthesis) slip rates. Negative values indicate left-lateral and compressive type motion.

decir, para una profundidad de total acople hasta los 15 km en todos los límites de bloque. Las velocidades residuales obtenidas, es decir, la resta entre las velocidades observadas y las calculadas en la inversión nos indican que el modelo tiene un buen ajuste. Los residuales de los 132 vectores GPS ajustan con una media cuadrática normalizada (nrms) de 1,275, donde ~90% de las estaciones tienen residuales inferiores a 2σ , indicando que el modelo tiene un ajuste correcto.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIÓN

El campo de velocidades GPS obtenido a partir de la combinación y rotación a un mismo sistema de referencia) de todos los campos de velocidades publicados nos indica, de manera detallada, la naturaleza del proceso de la convergencia oblicua entre las placas tectónicas de Nubia-Eurasia. Las estaciones localizadas fuera del Arco de Gibraltar muestran una orientación uniforme relativamente paralela a la convergencia de Nubia y Eurasia. Sin embargo, las estaciones localizadas dentro del arco de Gibraltar muestran un movimiento hacia el oeste en el Rif y el sur del Golfo de Cádiz con una media de ~4 mm/a, mientras que las estaciones localizadas en el margen sur de las Béticas marcan una orientación NNE-SSW del orden de ~2 mm/a y valores que rondan 1mm/a para las estaciones de las Béticas Orientales con una orientación SSE-NNW. Se puede intuir que la región de Alhucemas está sometida a una rotación anti-horaria mientras

que el margen sureste de las Béticas está sujeto a una rotación horaria.

El modelo de bloques propuesto muestra que la deformación principal ocurre en la región Bético-Alborán-Rifeña, y las tasas de deslizamiento geodésicas obtenidas concuerdan en general con la distribución de la sismicidad y las soluciones de los mecanismos focales de los terremotos. La Figura 2 muestra los vectores de deslizamiento de las fallas obtenidas para este modelo. A continuación se detalla el comportamiento obtenido para cada una de las fallas que conforman el modelo.

- Los límites 1 y 2 presentan un comportamiento dextral, de acuerdo con los mecanismos focales de la zona, y en su paso por la falla de Cádiz-Alicante, con Sanz de Galdeano (2008).
- Las fallas 3 y 4, que corresponden a la ZCTA, se caracterizan por un movimiento sinistral con una pequeña componente extensiva, consistente con la sismicidad histórica y actual y las estructuras cartografiadas (e.g. Tahayt et al., 2008). Concretamente, la tasa más alta de deformación por cizalla se produce en la región de Alhucemas, y el mar de Alborán. El comportamiento sinistro del modelo es coherente con la orientación de los estudios paleosismológicos de Masana et al. (2004) y Moreno (2010) pero no con la magnitud de las tasas de deslizamiento.
- El modelo caracteriza la falla número 5 como una zona transpresiva a pesar de que esta zona no está bien constreñida por observaciones GPS. Esta falla

sigue la alineación de la sismicidad del Tell-Rif donde tienen lugar terremotos de magnitudes moderadas a grandes (e.g. el terremoto de Asnam de 1980 de $M_w=7.3$, Meghraoui et al., 1988) y donde predominan los mecanismos focales correspondientes a fallas inversas y en menor número fallas de desgarre.

-El paso de la falla 6 se caracteriza por un movimiento sinistro, que varía de 2 a 3 mm/a con una componente compresiva menor, coherente con los estudios geodésicos previos de Vernant et al. (2010) y Koulali et al. (2011).

-La falla 7, muestra un movimiento sinistro y compresivo, que concuerda con la orientación del movimiento propuesto por los estudios de sismica de Alfaro et al. (2002).

-Por último destacamos el movimiento dextro de la falla 8 con una componente compresiva del orden de 1 mm/a en la parte occidental que pasa a extensiva en la parte más oriental.

Basándonos en los resultados obtenidos, proponemos que las velocidades GPS podrían ser el resultado de una subducción aún activa, de una laja que subduce hacia el este bajo el estrecho de Gibraltar y un *roll-back* asociado que provocaría la extensión del *back-arc*, situado en las Béticas Orientales (Gutscher et al., 2012). De esta manera quedaría justificada la tendencia hacia el oeste de las estaciones GPS del Rif Central, así como la extensión de las Béticas Orientales. Según los resultados, podemos argumentar también que tanto el modelo geodinámico de *convective removal* (Platt y Vissers, 1989) así como el modelo de la delaminación (e.g. Calvert et al., 2000) no pueden explicar fácilmente los resultados obtenidos. Ambos modelos producirían un patrón de simetría radial de la deformación en superficie caracterizada por una región central extensiva rodeada por una región externa compresiva.

Agradecimientos: Este trabajo ha sido parcialmente subvencionado por el proyecto Topo-Iberia (CSD2006-00041) y las becas predoctorales FPU de E. A y APIF de A. E. Nuestro agradecimiento a R. McCaffrey por el software TDEFNODE utilizado para la modelización de este estudio.

Referencias bibliográficas

Alfaro, P., Delgado, J., Estévez, A., Soria, J.M. & Yébenes, A., 2002. Onshore and offshore compressional tectonics in the eastern Betic Cordillera (SE Spain), *Marine Geology*, 186, 337-349. Doi:10.1016/S0025-3227(02)00336-5.

Asensio, E., 2014. *Estudios de la deformación cortical de la península ibérica mediante observaciones GPS*, PhD, Universitat de Barcelona, Barcelona.

Calvert, A., Sandvol, E., Seber, D., Barazangi, M., Roecker, S., Mourabit, T., Vidal, F., Alguacil, G. & Jabour, N., 2000. Geodynamic evolution of the lithosphere and upper mantle beneath the Alboran region of the western Mediterranean: Constraints from travel time tomography, *Journal of Geophysical Research*, 105, 10871-10898 (doi: 10.1029/12000JB900024).

Echeverría, A., Khazaradze, G., Asensio, A., Gárate, J., Dávila, J.M. & Suriñach, E., 2013. Crustal deformation in

eastern Betics from CuaTeNeo GPS network, *Tectonophysics*, Available online 26 August 2013, 1-13. doi: dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2013.08.020.

García-Mayordomo, J., Insua-Arévalo, J.M., Martínez-Díaz, J.J., Jiménez-Díaz, et al. 2012. The Quaternary active faults database of Iberia (QAFI v.2.0), *Journal of Iberian Geology*, 38, 285-302.

Gutscher, M.A., Dominguez, S., Westbrook, G.K., Le Roy, P., Rosas, F., Duarte, J.C., Terrinha, P., Miranda, J.M., Graindorge, D., Gailler, A., Sallares, V. & Bartolome, R., 2012. The Gibraltar subduction: A decade of new geophysical data, *Tectonophysics*, 574-575, 72-91. doi: 10.1016/j.tecto.2012.08.038.

Koulali, A., Ouazar, D., Tahayt, A., King, R.W., Vernant, P., Reilinger, R.E., McClusky, S., Mourabit, T., Davila, J.M. & Amraoui, N., 2011. New GPS constraints on active deformation along the Africa-Iberia plate boundary, *Earth and Planetary Science Letters*, 308, 211-217. doi: 10.1016/j.epsl.2011.05.048.

Masana, E., Martínez-Díaz, J.J., Hernández-Enrile, J.L. & Santanach, P., 2004. The Alhama de Murcia fault (SE Spain), a seismogenic fault in a diffuse plate boundary: Seismotectonic implications for the Ibero-Magrebien region, *Journal of Geophysical Research*, 109. doi: 10.1029/2002JB002359.

McCaffrey, R., 2005. Block kinematics of the Pacific-North America plate boundary in the southwestern United States from inversion of GPS, seismological, and geologic data, *Journal of Geophysical Research*, 110, B07401. doi: 10.1029/2004JB003307.

McClusky, S., Reilinger, R., Mahmoud, S., Ben Sari, D. & Tealeb, A., 2003. GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions, *Geoph. J. Int.*, 155, 126-138. doi: 10.1046/j.1365-246X.2003.02023.x.

Meghraoui, M., Philip, H., Albarede, F. & Cisternas, A., 1988. Trench investigations through the trace of the 1980 El Asnam thrust fault: Evidence for paleoseismicity, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 78, 979-999.

Moreno, X. 2010. *Neotectonic and Paleoseismic Onshore-Offshore integrated study of the Carboneras Fault (Eastern Betics, SE Iberia)*. Tesis Doctoral, Universitat de Barcelona, España, 282pp.

Okada, Y., 1985. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 75, 1135-1154.

Palano, M., González, P.J. & Fernández, J., 2013. Strain and stress fields along the Gibraltar Orogenic Arc: Constraints on active geodynamics, *Gondwana Research*, 23, 1071-1088. doi: 10.1016/j.gr.2012.05.021.

Platt, J.P. & Vissers, R.L.M., 1989. Extensional collapse of thickened continental lithosphere: a working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar arc, *Geology*, 17, 540.

Sanz de Galdeano, C., 2008. The Cádiz-Alicante fault: an important discontinuity in the Betic Cordillera.

Savage, J.C., 1983. A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone, *Journal of Geophysical Research*, 88, 4984-4996.

Tahayt, A., Mourabit, T., Rigo, A., Feigl, K.L., Fadil, A., McClusky, S., Reilinger, R., Serroukh, M., Ouazzani-Touhami, A., Sari, D.B. & Vernant, P., 2008. Present-day movements of tectonic blocks in the Betic-Rif Arc from GPS measurements 1999-2005, *Comptes Rendues Geoscience*, 340, 400-413.

Vernant, P., Fadil, A., Mourabit, T., Ouazar, D., Koulali, A., Davila, J.M., Garate, J., McClusky, S. & Reilinger, R., 2010. Geodetic constraints on active tectonics of the Western Mediterranean: Implications for the kinematics and dynamics of the Nubia-Eurasia plate boundary zone, *Journal of Geodynamics*, 49, 123-129. doi: 10.1016/j.jog.2009.10.007.



U-SERIES DATING OF PEDOGENIC CARBONATE: SAMPLING REQUIREMENTS FOR ITS APPLICATION TO PALEOSEISMOLOGY IN THE SE IBERIAN PENINSULA

Datación de carbonato pedogénico con la serie del U-Th: Requerimientos en el muestreo para su aplicación paleosismológica en el SE de la Península Ibérica

M. Ferrater (1), R. Pallàs (1), E. García-Meléndez (2), T. Rockwell (3), W.D. Sharp (4), M. Ortuño (1) y E. Masana (1)

(1) RISKINAT Group. GEOMODELS. Departament de Geodinàmica i Geofísica, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, c/ Martí i Franquès, s/n, 08028 Barcelona, Spain. Email: marta.ferrater@ub.edu

(2) Área de Geodinámica Externa, Facultad de CC. Ambientales, Universidad de León, Campus de Vegazana s/n 24071 León, Spain

(3) Department of Geological Sciences, San Diego State University, San Diego, CA 92182, USA

(4) Berkeley Geochronology Center, Berkeley, CA 94709, USA

Resumen: Se presenta la primera aplicación en paleosismología del método de datación del carbonato pedogénico con las series del uranio en el SE Península Ibérica. El muestreo del carbonato pedogénico requiere un estudio edafológico previo, especialmente del horizonte de acumulación (horizonte B), y presenta ventajas con respecto a la datación de calcretas. La base de la datación con las series del uranio utilizando el sistema $^{230}\text{Th}/\text{U}$ es la relación entre el ^{230}Th , el ^{234}U y el ^{238}U . Su rango de aplicación es de 500ka y depende de la preservación del carbonato pedogénico. En los dos ejemplos aquí descritos se analizan: a) la edad de un abanico aluvial cuya superficie está deformada, y b) una sucesión de paleosuelos enterrados, ambos casos en el contexto de la falla de Alhama de Murcia.

Palabras clave: Carbonato pedogénico, serie del uranio-thorio, paleosismología, falla de Alhama de Murcia

Abstract: We present the first application to paleoseismology in SE Iberia of uranium-series dating of pedogenic carbonate. Pedogenic carbonate sampling requires a preliminary soil study, especially of the horizon of carbonate accumulation (horizon B). The basis for U-series dating using the $^{230}\text{Th}/\text{U}$ system is the relation among ^{230}Th , ^{234}U and ^{238}U , all nuclides of the ^{238}U decay series. U-series dating is applicable to favorable samples more than 500 ka in age. Its application to pedogenic carbonate also depends on preservation of pristine pedogenic carbonate, which may be an additional limiting factor. In the two examples described herein we analyse: a) the age of an alluvial fan whose surface is deformed, and b) a succession of buried paleosoils, both in the context of the Alhama de Murcia fault.

Key words: pedogenic carbonate, U-Th-series, paleoseismology, Alhama de Murcia fault

INTRODUCTION

Dating is an essential element in geologic studies to determine the rates at which processes occur (e.g. deposition, erosion, and deformation caused by seismogenic faults). The availability of dateable samples depends mostly on the type of unit that is to be dated. Some types of strata (such as debris flow deposits) have few (if any) samples to date using the conventional methods (e.g. radiocarbon, cosmogenic nuclide dating or Optically Stimulated Luminescence, OSL). Dating of pedogenic carbonate in gravely alluvium using the U-series technique was developed and tested in arid and semi-arid zones in the USA (Ku et al., 1973; Ludwig & Paces, 2002; Sharp et al., 2003; Van Calsteren & Thomas, 2006; Fletcher et al., 2011) and can be applied in areas with a similar climate where pedogenic carbonate has accumulated in the soil profile. We present the conceptual basis of this method, along with the first paleoseismic applications in the SE Iberian Peninsula, specifically as applied to determination of the slip rate for the Alhama de Murcia fault (AMF).

METHODOLOGY

Pedogenic carbonate is secondary carbonate that precipitates in the soil profile in the Bw or K horizons (Gile et al., 1966; Machette, 1985; Schaetzl & Anderson, 2005). The water in which the CaCO_3 is

dissolved, together with other elements, such as uranium, is transported *per descensum* from the surface to this horizon (Goudie, 1983; Candy & Black, 2009). The CaCO_3 may come from dissolution of carbonate bearing rocks or other sources within the soil profile itself (Blisniuk & Sharp, 2003; Candy & Black, 2009; Fletcher et al., 2011) or from eolian dust that has accumulated on the surface (Blisniuk & Sharp, 2003; Fletcher et al., 2011; Blisniuk et al., 2012).

The formation of a soil, and thus the accumulation of pedogenic carbonate, occurs after deposition of the host alluvium. The time lag between alluvial deposition and accumulation of dateable carbonate varies from a few hundred to a few thousand years depending on the rate of carbonate accumulation in the soil and the sample requirements of the analytical method being used (e.g., TIMS, ICP-MS, laser ablation ICP-MS). For example, pedogenic carbonate dating has been successfully applied to alluvium as young as the mid-Holocene (Blisniuk et al., 2012). Hence, the age of the pedogenic carbonate must be interpreted as a minimum age for the deposition of the alluvium and stabilization of its surface.

Henceforth, we focus on soil formation processes in gravely material. Once a surface has stabilized, carbonate precipitation first initiates on the bottom of clasts at the depth where the seasonal soil wetting

front stops (in this stage, the carbonate forms thin and discontinuous pebble coatings; Fig. 1, stage I, Bk horizon; Gile et al., 1966; Schaetzl & Anderson, 2005). If the development of the soil is not truncated by any other process, such as a change to a wetter climate or additional deposition of sediments, carbonate continues to precipitate in the Bk horizon until a continuous phase of secondary carbonate has accumulated (stage III), after which it is designated as a K horizon. Continued carbonate accumulation leads to a capping indurated laminar layer (stage IV) (Fig. 1; Gile et al., 1966). Stage VI K horizons (Machette, 1985) are found on very old (early Pleistocene) surfaces where the laminar K horizon has been fragmented and re-cemented due to passage through multiple climatic cycles. The indurated horizon, also known as a calcrete horizon, can also be dated using the U-series (Schulte & Julià, 2001), although this typically provides a very minimum age.

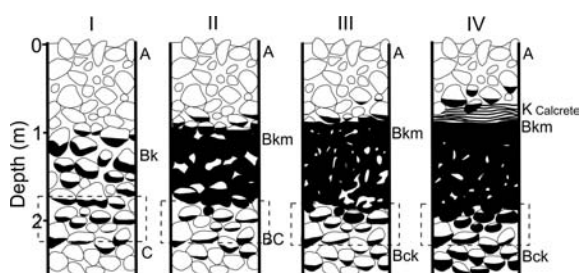


Figura 1: Diagrama esquemático de los estadios de evolución del horizonte de acumulación del carbonato pedogénico en materiales gravosos. En negro se muestran las acumulaciones de carbonato pedogénico. La escala vertical es orientativa y depende del frente de humectación. Modificado de Gile et al., 1966.

Figure 1. Schematic diagram of the stages in the morphogenetic sequences of carbonate horizon formation in gravelly materials. Carbonate accumulations are indicated by black forms. Depth scale is orientative and depends on the wetting front. Adapted from Gile et al., 1966.

Depending on the stage of carbonate development (Gile et al., 1966), suitable pedogenic carbonate may be found in different B-sub-horizons. In stage I, the coatings are found in the Bk sub-horizon, whereas in a soil with a stage IV K horizon, the most suitable rinds of carbonate are found at the base of pebbles that are set below the K horizon (calcrete). In the first case, the recommended location for sampling pedogenic carbonate is the lowest part of the Bk horizon to avoid the presence of contamination of younger carbonate. In the latter, the samples are collected between the K and the Bck horizons, as deeper carbonate pendants in the soil profile probably started their precipitation at an earlier time, prior to development of the main Bk or K horizon (Fig. 1).

One of the advantages of the method presented here is that it can even be applied to soils that are in their initial stages of calcification (stage I). This is a significant difference in comparison with the dating of well-developed calcrete horizons, which need a carbonate stage IV of soil development. Because stage I is the first to be reached, the surface (or paleosurface) that is to be dated does not need to have remained stable for a long period. Moreover, the internal structure of a calcrete is more complex and the selection of meaningful samples is a difficult

and uncertain task (Candy et al., 2003) in comparison with pedogenic carbonate sampling (see next section).

Sampling

The steps required during sampling are as follows:

- Identify the Bk horizon and its stage of carbonate development (Fig. 1).
- Identify the internal B sub-horizons according to their stages of development (Fig. 1). Samples in the Bk or Bck horizons are the most suitable. The depths at which the samples are usually collected range between 20 and 200 cm (Blisniuk & Sharp, 2003; Sharp et al., 2003; Blisniuk et al., 2012).
- Look for pebbles with rinds only coating their bottoms. Discard any pebbles with rinds in other positions, as they may indicate transport and inheritance from older soils in the catchment.
- Pedogenic carbonate coatings have to be dense, translucent, reddish to yellowish brown, and sometimes characterized by submillimeter-scale laminae (Sharp et al., 2003). Samples with dissolution features, high densities of cross cutting fractures, visible detritus, or visible porosity must be avoided (Fig. 2).

For each site, between 25 and 30 samples are collected. In the laboratory, in order to obtain reliable age values, at least five of them are analyzed with a multiple-collector inductively coupled plasma mass spectrometer (MC-ICP-MS) or other suitable mass spectrometer. Due to the relatively high sensitivity of modern ICP-MS instruments, small amounts (5 mg or less) of pedogenic carbonate with typical U concentrations of a few ppm can be dated with a precision of circa $\pm 1\%$ if they are relatively free of detrital contamination.

The rinds can be internally structured in submillimeter-scale laminae. Except in some cases, the innermost lamina has to be selected in the laboratory, as this is the first carbonate that precipitated around the clast. The age of this carbonate is closer to the material deposition where the soil developed.

Methods principles

As a consequence of fractionation, meteoric water is efficient in incorporating uranium into the solution, whereas thorium remains in the rocks and minerals (Van Calsteren & Thomas, 2006). Thus, the precipitation of pedogenic carbonate includes uranium but not thorium. Part of this uranium is the isotope ^{238}U , which decays to ^{206}Pb . ^{230}Th is one of the intermediate long-live daughter products in the ^{238}U - ^{206}Pb decay chain.



Figura 2. Fotografías de muestras de carbonato pedogénico datable mediante el método de las series del uranio.
Figure 2. Pedogenic carbonate sample photographs. The coatings are dateable with U-series.

The U-series method assumes that the initial amount of thorium in the carbonate is zero, and all the thorium present in the sample during the analysis is due to the U-series decay chain. Since the other

parameters of the decay chain are known, the $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ relationship allows the calculation of the age of the pedogenic carbonate.

Contamination can occur if the pedogenic carbonate is not pure. If some detrital particles that contain ^{232}Th and ^{230}Th are included in the sample, these elemental components are introduced into the analysis (Van Calsteren & Thomas, 2006). ^{232}Th is not a decay product of either of the two uranium decay chains (Bourdon et al., 2003), meaning that all the atoms of this isotope are due to the detrital grains. Atoms of ^{230}Th are introduced as well with the detritus, thereby jeopardizing the assumption that initial ^{230}Th is zero. With small, carefully selected samples, correction for U and Th introduced by detritus can generally be made with a model correction that uses measured ^{232}Th as an index isotope (Ludwig and Paces, 2002). The smaller the $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ ratio, the larger the correction will be, leading to larger associated errors that must be propagated into the final age.

PALEOSEISMIC APPLICATIONS

This methodology can be applied both in soils currently in development and in buried paleosoils. We present two paleoseismic application examples. The first one is dating present-day stable alluvial fan surfaces where we observe offset channels (at the La Salud site), and the second one is dating a succession of gravelly units (at the El Límite II site).

Alluvial fan surface dating at the La Salud site

In tectonically active regions, channels that cross a lateral slip-fault are often deflected or offset. It is possible to calculate a lateral slip-rate for the fault by measuring the magnitude of the offset and by knowing the age of the surface into which the channels are incised.

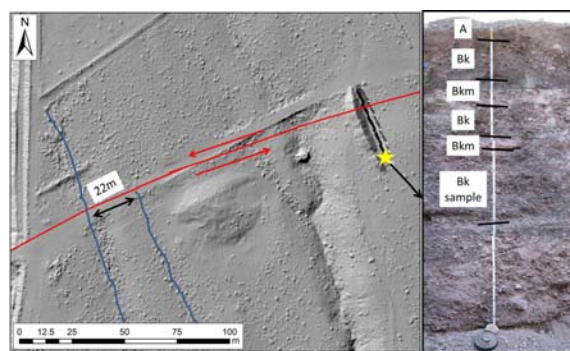


Figura 3. Dislocación lateral de los canales en La Salud en un MDT de 0.25 metros de malla. La estrella amarilla indica donde se cogieron las muestras de carbonato pedogénico.
Figure 3. Offset channel in the La Salud site in a DEM of 0.25 m cell size. The yellow star indicates the location of pedogenic carbonate samples.

In the example (Fig. 3), an offset and abandoned channel is entrenched into an alluvial fan surface. The dating of the pedogenic carbonate samples yields an approximate maximum age for the channel incision, because the incision occurs after the deposition of the alluvial fan. The calculated lateral slip-rate based on these assumptions and ages is therefore a minimum value.

The numeric ages obtained by this method can be also used as the basis for the development of a soil chronosequence, which is a chronostratigraphic scale based on soil development.

The soil profile where the pedogenic carbonate samples were collected is exposed, thanks to a paleoseismic trench study that is led by a team from the Universidad Complutense de Madrid (Roca Bosque, 2013).

Dating buried units at the El Límite II site

Where several paleosols are superimposed, the U-series dating of pedogenic carbonate allows for constraining the periods of surface stabilization. A pedological analysis of the succession reveals the location of paleosurfaces and the thickness of each sedimentary unit. To date each sedimentary event, we have to assume that the wetting front of each soil did not reach the previously developed buried soil. Argilic sub-horizons (Bt, accumulation of secondary silicate clay) are efficient in blocking downward-moving meteoric waters and reducing the chance of newly formed carbonate to be transported to lower paleosol horizons. Thus, the carbonate precipitation is blocked and the analysis of the carbonate rinds is not going to include contamination of newly formed carbonate.

In the El Límite II site we clearly identified three well developed soils in the same vertical section. Two groups of samples were collected, belonging to the soil 1 and soil 2 (Fig. 4).

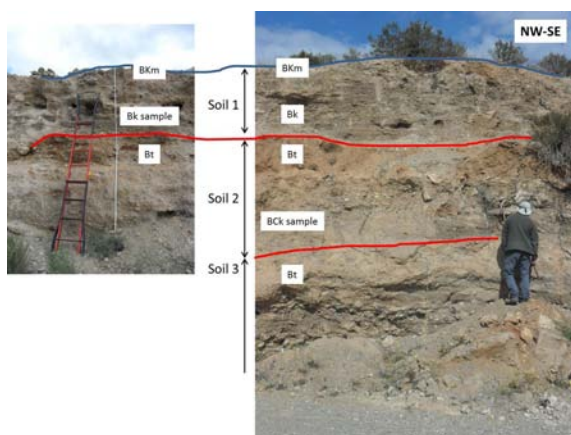


Figura. 4. Sucesión de suelos en El Límite II. La correlación entre las dos secciones verticales está indicada en la figura. Nomenclatura de los sub-horizontes del suelo y la posición del muestreo del carbonato pedogénico indicadas.

Figure 4. Soil succession in the el Límite II site. Correlation between the two exposed soil profiles is indicated. Nomenclature and position of the collected samples highlighted.

Other sites

Apart from the aforementioned sites, pedogenic carbonate samples were collected in other localities along the Alhama de Murcia fault: a) the El Saltador trenches (see Ferrater et al., and Ortuño et al., in this

volume); b) the Los Carrascos trench; c) El Límite I; d) cortijo de los Peralta; and e) Rambla Bermeja.

Acknowledgements: The authors were supported by research project CGL2011-30005-C02-02 SHAKE from the Spanish Ministry of Science and Innovation. Fundings for the doctoral fellowships were provided by Spanish Ministry of Education, Culture and Sport (FPU fellowship for M. Ferrater).

References

- Blisniuk, P. M., & Sharp, W. D. (2003). Rates of late Quaternary normal faulting in central Tibet from U-series dating of pedogenic carbonate in displaced fluvial gravel deposits, *Earth and Planetary Science Letters*, 215. doi:10.1016/S0012-821X(03)00374-1
- Blisniuk, K., Oskin, M., Fletcher, K., Rockwell, T., & Sharp, W. (2012). Assessing the reliability of U-series and ¹⁰Be dating techniques on alluvial fans in the Anza Borrego Desert, California. *Quaternary Geochronology*, 13, 26–41. doi:10.1016/j.quageo.2012.08.004
- Bourdon, B., Turner, S., Henderson, G.M. & Lundstrom, C. (2003). Introduction to U-series Geochemistry in: *Uranium-series Geochemistry*. Reviews in Mineralogy & Geochemistry, 52, 1-22
- Candy, I., Black, S., Sellwood, B. W., & Rowan, J. S. (2003). Calcrete profile development in Quaternary alluvial sequences, southeast Spain: implications for using calcretes as a basis for landform chronologies. *Earth Surface Processes and Landforms*, 28(2), 169–185. doi:10.1002/esp.445
- Candy, I., & Black, S. (2009). The timing of Quaternary calcrete development in semi-arid southeast Spain: Investigating the role of climate on calcrete genesis. *Sedimentary Geology*, 218(1), 6–15
- Fletcher, K. E. K., Rockwell, T. K., & Sharp, W. D. (2011). Late Quaternary slip rate of the southern Elsinore fault, Southern California: Dating offset alluvial fans via ²³⁰Th/U on pedogenic carbonate. *Journal of Geophysical Research*, 116(F2). doi:10.1029/2010JF001701
- Gile, L. H., Peterson, F. F., & Grossman, R. B. (1966). Morphological and genetic sequences of carbonate accumulation in desert soils. *Soil Science*, 101, 347–360
- Goudie AS. (1983). Calcrete. In: *Chemical Sediments and Geomorphology: Precipitates and Residua in the Near Surface Environment*, Goudie AS, Pye K (eds). Academic Press: London; 93–131.
- Ku, T.-L., Bull, W. B., Freeman, S. T., & Knauss, K. G. (1979). Th ²³⁰-U ²³⁴ dating of pedogenic carbonates in gravelly desert soils of Vidal Valley, southeastern California. *Geological Society of America*, 90(91108), 1063–1073.
- Ludwig, K. R., & Paces, J. B. (2002). Uranium-series dating of pedogenic silica and carbonate, Crater Flat, Nevada. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66(3), 487–506.
- Machette, M. N. (1985). Calcic soils of the southwestern United States. *Geological Society of America*, 203, 1–21
- Roca Bosque, C. (2013). *Análisis paleosísmico de la Falla de Alhama de Murcia en el sector de la rambla de La Salud*. Msc Thesis. Universidad Complutense de Madrid, 40 pp.
- Schaetzl, R. & Anderson, S. (2005). Soils, genesis and geomorphology. Cambridge University Press, 827pp.
- Sharp, W. D., Ludwig, K. R., Chadwick, O. a, Amundson, R., & Glaser, L. L. (2003). Dating fluvial terraces by ²³⁰Th/U on pedogenic carbonate, Wind River Basin, Wyoming. *Quaternary Research*, 59(2), 139–150
- Van Calsteren, P., & Thomas, L. (2006). Uranium-series dating applications in natural environmental science. *Earth-Science Reviews*, 75, 155–175



ADVANCED MULTICHANNEL SEISMIC REFLECTION PROCESSING TECHNIQUES APPLIED TO IMPROVE IMAGING OF ACTIVE FAULTS FROM THE ALBORAN SEA

Técnicas avanzadas de procesamiento de datos de sismica de reflexión multicanal aplicadas a mejorar la visualización de fallas activas del mar de Alborán

Laura Gómez de la Peña (1), César R. Ranero (2), Eulàlia Gràcia (1), Rafael Bartolome (1) and TopoMed cruise party

(1) Barcelona-CSI, Institut de Ciències del Mar – CSIC, CMIMA, Pg. Marítim de la Barceloneta 37-49, 08003 Barcelona, Spain. lgomez@icm.csic.es

(2) ICREA, Barcelona-CSI, Institut de Ciències del Mar – CSIC, CMIMA, Pg. Marítim de la Barceloneta 37-49, 08003 Barcelona, Spain.

Resumen: En la cuenca de Alborán (Mediterráneo Occidental) se sitúa el límite entre las placas Iberia y África, un límite difuso donde la convergencia NO-SE se acomoda en una ancha zona de deformación a lo largo de numerosas fallas. La evolución de la cuenca es compleja, y los procesos de formación siguen siendo objeto de debate. Sísmicamente es una zona activa, suponiendo un riesgo para la región. Para ampliar el conocimiento de esta zona, se realizó la campaña TOPOMED-GASSIS (Octubre 2011), en la que el uso de nuevos instrumentos de adquisición permitió obtener datos de sismica de reflexión multicanal profunda con una calidad sin precedentes en la zona. Utilizando técnicas de procesamiento punteras, se ha conseguido una imagen a escala cortical de la cuenca. Además, se ha realizado la migración en profundidad de ciertos perfiles, para obtener la geometría real de las estructuras y los parámetros de falla.

Palabras clave: cuenca de Alborán, sismica de reflexión multicanal, técnicas avanzadas de procesamiento de datos, riesgo sísmico.

Abstract: Along the Alboran Basin (Western Mediterranean) is located the diffuse plate boundary between Iberia and Africa. This wide deformation zone is controlled by the NW-SE convergence of these two plates. Deformation is accommodated by a large number of faults, where are placed offshore and onshore. The Alboran basin has a complex evolution, and the processes which led to the basin formation in the early Miocene are still under discussion. It is an active zone, so it involves a seismic and tsunamigenic hazard for the region. With the objective of improve the knowledge of this area, the TOPOMED-GASSIS cruise took place in October 2011. During this cruise, a deep penetration dataset was acquired using new instruments that allow the imaging of the basin at a crustal scale. The result is a series of multichannel seismic profiles with unprecedented quality in the region, which permit to use state of the art processing and imaging techniques to obtain the deep tectonic structure of the plate boundary and also a good resolution in the sedimentary infill of the basin. Moreover, we carried out Pre-Stack Depth Migration algorithms to selected profiles, in order to show the real geometry of the structures in depth and also to obtain the fault parameters.

Key words: Alboran Basin, multichannel seismic reflection, advanced processing techniques, seismic hazards.

The Alboran Basin of the Western Mediterranean is located between the Iberian Peninsula and Africa (Figure 1). In this area runs the diffuse plate boundary between Iberia and Africa. This limit corresponds to a wide deformation zone, controlled by the NW-SE convergence (4.5 – 5.6 mm/yr) between the African and Eurasian plates (Booth Rea et al., 2007; Nocquet, 2012). Deformation here is distributed over a large number of faults offshore with structures that continue onshore (Sanz de Galdeano et al., 1990; Andeweg and Cloetingh, 2001).

The Alboran basin has a complex geological evolution. It is a back arc basin mainly formed during the Miocene by extensive processes in a plate convergent setting (e.g. Comas et al., 1999; Gelabert et al., 2002; Rosenbaum et al., 2002; Faccena et al., 2004; Booth Rea et al., 2007). However, the evolution and processes which led to the basin formation and current deformation are still under discussion.

It is an active zone, where instrumentally recorded shallow earthquakes from low to moderate magnitude ($M_w < 5.5$) occur. However, historical records evidence that large earthquakes have also been generated by some of these -poorly known- structures ($M_w \geq 8.0$ and MSK Intensity X-XI) (Gràcia et al., 2006, 2012; Zitellini et al., 2009; Bartolome et

al., 2012). These events with large recurrence periods (> 1000 years), involve seismic and tsunamigenic hazard for the region that cannot be characterized only with the instrumental records (< 100 years). So, to analyze the seismic hazard of this area is necessary to study the active faults, although they may not show present-day seismic activity.

With the aim of improve the knowledge of the sedimentary and tectonic processes going on in the Alboran basin, the TOPOMED-GASSIS cruise took place in October 2011. The main goal of the TOPOMED-GASSIS cruise was to characterize the crustal and upper mantle structure of the Gibraltar Arc and to link recent (post-Tortonian) tectonics and vertical movements with the deep lithospheric structure. To accomplish this goal, it was used for the first time the new deep multichannel seismic equipment of the RV Sarmiento de Gamboa for acquisition of the seismic survey. It was used two high volume G-gun arrays (2000 psi / 2500 psi) and up to 6 km long Sercel multichannel digital streamer (408 / 480 active channels) towed behind the vessel at a survey speed of 4.5-5 knots. The resulting profiles allow to image with unprecedented resolution and penetration the structures, basins and margins. A total of 2564 km of deep multichannel seismic data had been obtained during this cruise (Figure 1).

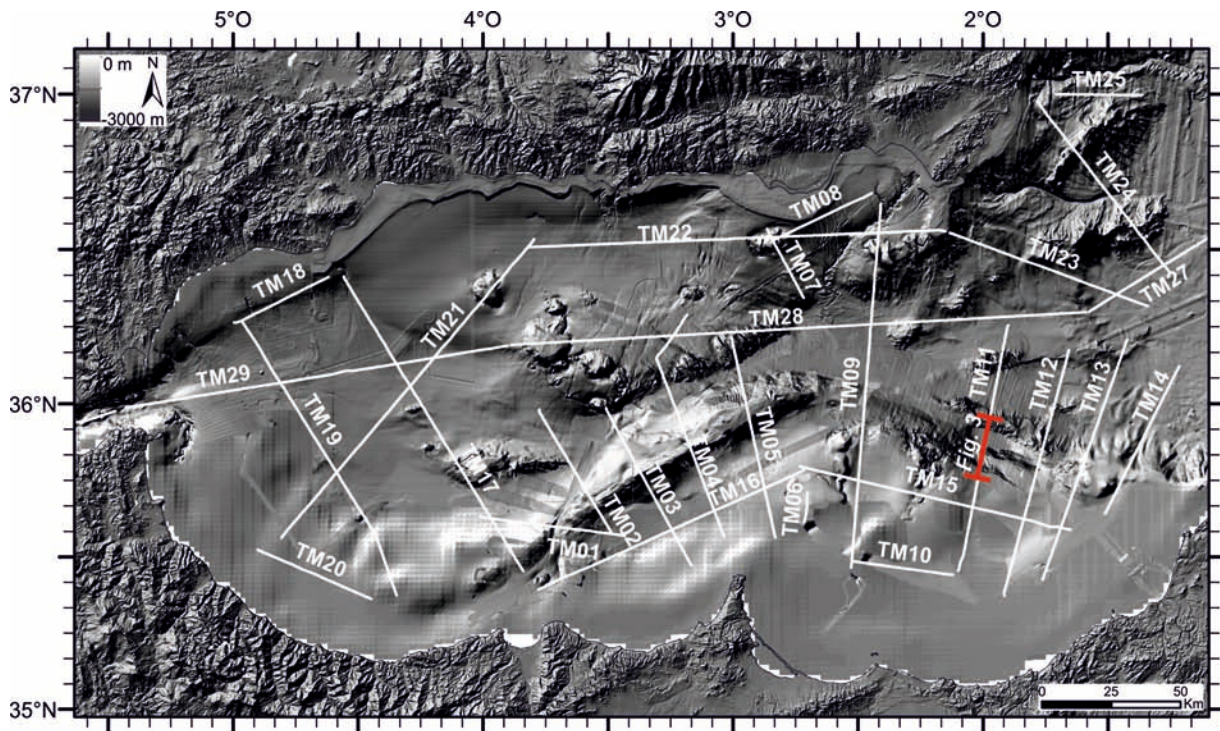


Figure 1: Regional bathymetric map of the Alboran Sea constructed from digital grids released by SRTM-3, IEO bathymetry (Ballesteros et al., 2008; Muñoz et al., 2008) and MEDIMAP multibeam compilation (MediMap et al., 2008), with location of the TOPOMED-GASSIS (2011) deep multichannel seismic profiles. Location of Figure 3 is depicted.

The result is a regional dataset of very high quality, which permit to use state of the art processing and imaging techniques to obtain the deep tectonic structure of the plate boundary. A complete processing sequence (Figure 2) has been used in order to increase the signal to noise ratio. The result are high-quality sections for interpretation (see Figure 3) through frequency preservation, effective multiple attenuation and velocity analysis.

The main steps in this flow (Figure 2) are the deconvolution, the multiple attenuation and the velocity analysis. Two predictive deconvolution had been applied, first a Wiener deconvolution in Tau – P domain, and second a Surface Consistent deconvolution. In that way, we attenuate short period multiple reverberations, such as peg leg multiples and the source bubble signature, and reduce noise. Also two demultiples techniques had been used: (i) the Surface Related multiple elimination (SRME), which works on a multiple prediction model to remove surface related multiples from the original dataset; and (ii) the radon demultiple, which was applied in order to attenuate far-offset residual multiples not removed by SRME process. Doing this processing to the data, we have clearer velocity picking semblance panel, which is fundamental to obtain an accurate velocity distribution and therefore, a good stack. The final image is a time-migrated section (Figure 3).

These images allow us to identify the structures (such as faults) and also the sedimentary infill of the basin (Figure 3c and Figure 4).

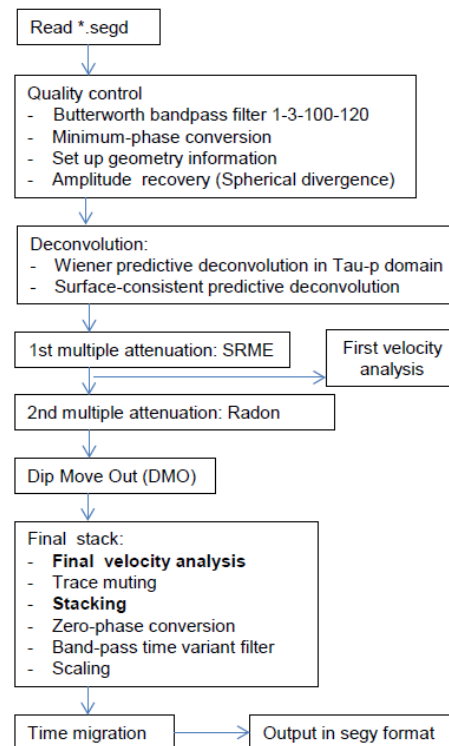


Figure 2: Sequence used to process the TOPOMED-GASSIS MCS profiles.

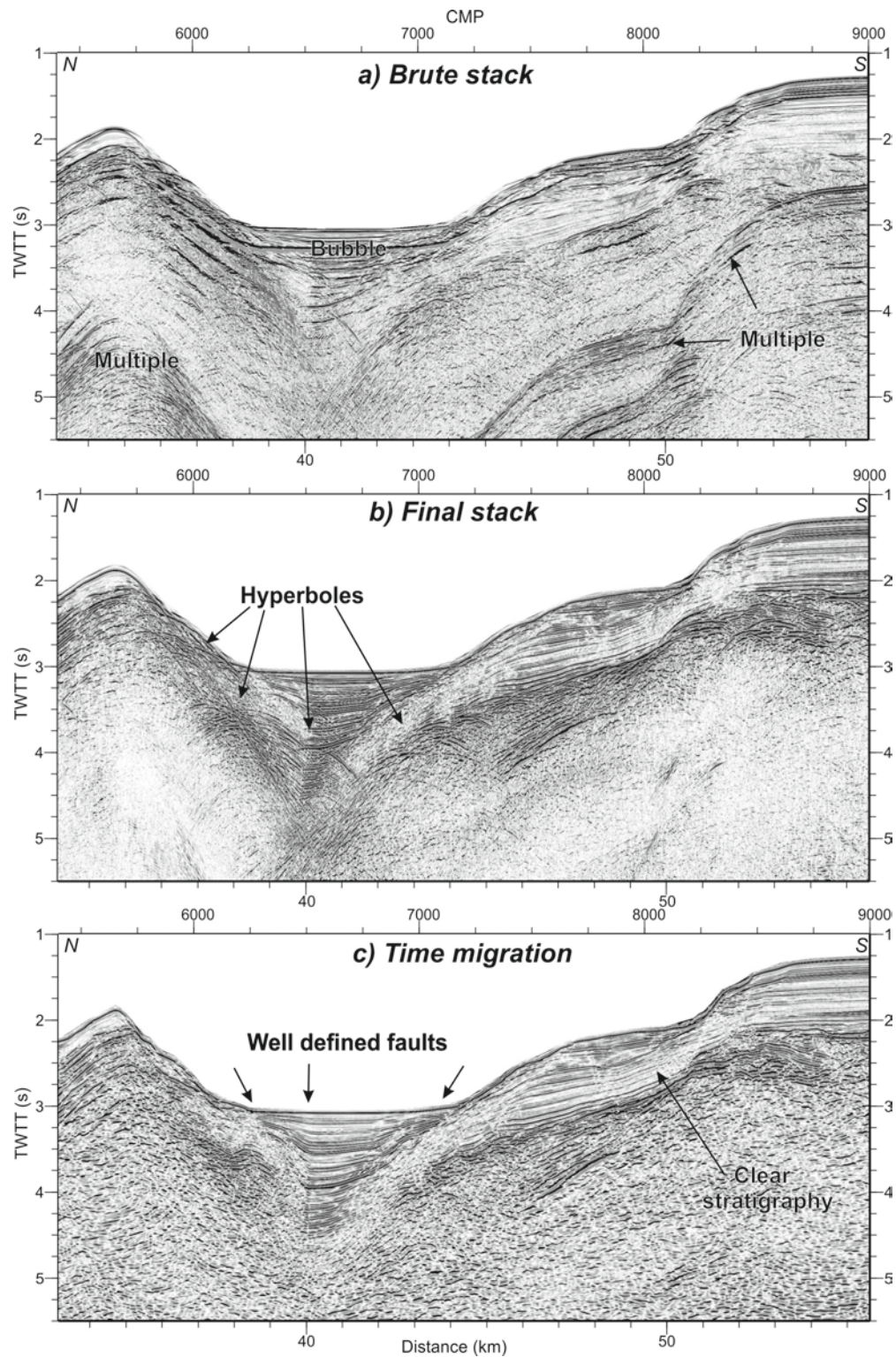


Figure 3: Detail of profile TM11 (see Figure 1 for location). a) Brute stack using water velocity. Stratigraphy and structures are not seen due of the high noise. b) Final stack after applying the processing flow. The stratigraphy of the basins is well defined, but we still have some noise due to diffraction hyperboles than hide some structures. c) Time migration section. We can see the stratigraphy and also the structures present along the section. See figure 4 for interpretation.

In order to obtain the real geometry of the structures in depth, we have performed a Pre-stack Depth Migration (PSDM) to few selected seismic profiles running across key tectonic structures. Due to the complexity of the Alboran Basin, we have focused our study in three main zones represented by one seismic profile each: (i) the Yusuf left-lateral fault zone in the Eastern Alboran Basin, which corresponds to a lithospheric boundary between two different crustal domains, (ii) the Alboran Ridge zone,

the largest convergent structure in the basin, and (iii) the Western Alboran Basin, a narrow and deep sedimentary basin where mud diapirism processes take place. The objectives of this study are to characterize these fault areas, to identify active structures and obtain its seismogenic potential, and to study mud diapirism and fluid-flow related processes.

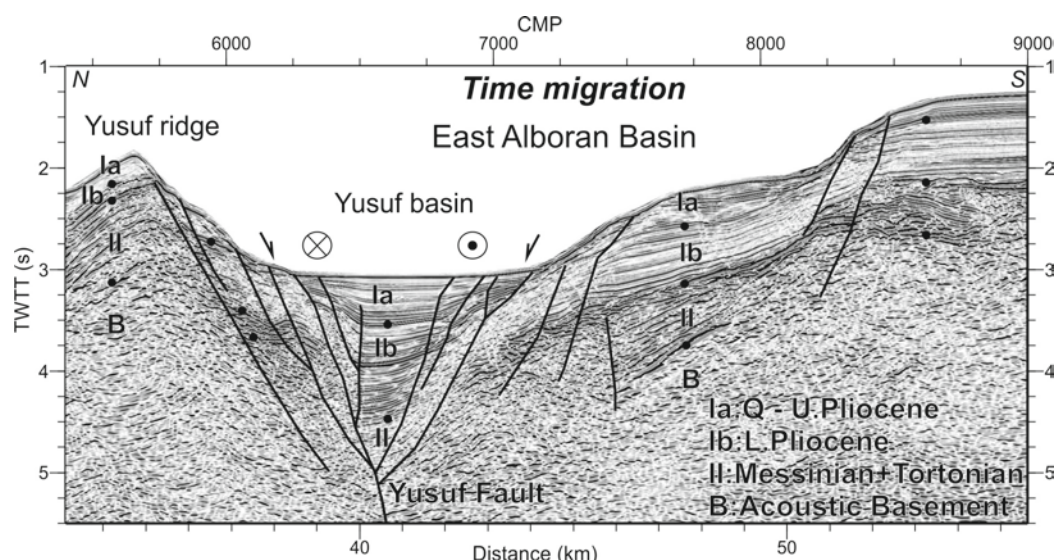


Figure 4: Time migration section (figure 3c) with geological interpretation. Three sedimentary units are identified: Ia: Quaternary – Upper Pliocene, with continuous parallel reflectors, Ib: Lower Pliocene, with a more transparent character, II: Top of the Messinian surface; B: Acoustic basement.

The quality of this seismic data allows us to characterize the sedimentary infill of the basin, and determine the shallow and deep characteristics of active fault systems (Figure 3). They are especially interesting to image the depth structure. For this reason, the detailed analysis of this dataset is a great opportunity to relate the regional processes that led to the basin formation and active tectonics with the lithosphere dynamics. Also, the MCS profiles in depth (km) will depict the real geometry of the structures in depth, essential to obtain fault parameters, such as real dip and vertical slip rates.

Acknowledgments: The authors acknowledge the support from the Spanish Ministry of Economy and Competitiveness through the Complementary Action ESF TopoEurope TOPOMED (CGL2008-03474-E/BTE) and National Projects SHAKE (CGL2011-30005-C02-02). We thank the captain, crew, scientific party and technical staff of the UTM-CSIC on board the Spanish R/V “Sarmiento de Gamboa” during the TOPOMED-GASSIS cruise. This work was supported by the Spanish Ministry of Education, Culture and Sport through the FPU fellowship 2013-2017 to L. Gómez de la Peña (AP2012-1579). This work has been carried out within Grup de Recerca Consolidat de la Generalitat de Catalunya “Barcelona Centre for Subsurface Imaging” (2014 SGR 940).

References

- Andeweg, B. & Cloetingh S. (2001). Evidence for an active sinistral shear zone in the western Alboran region. *Terranova*, 13, 44-50.
- Ballesteros, M., Rivera, J., Muñoz, A., Muñoz-Martín, A., Acosta, J., Carbó, A. & Uchupi, E. (2008). Alboran Basin, southern Spain – Part II: Neogene tectonic implications for the orogenic float model. *Mar. Petr. Geol.*, 25, 75–101.
- Bartolome, R., Gràcia, E., Stich, D., Martínez-Loriente, S., Klaeschen, D., Mancilla, F.L., Lo Iacono, C., Dañoibeitia, J.J. & Zitellini, N. (2012). Evidence for active strike-slip faulting along the Eurasia-Africa convergence zone: Implications for seismic hazard in the SW Iberian Margin. *Geology*, 40, 6, 495-498, doi:10.1130/G33107.1.
- Booth-Rea, G., Ranero, C.R., Martínez-Martínez, J.M. & Grevenmeyer, I. (2007). Crustal types and Tertiary tectonic evolution of the Alborán Sea, western Mediterranean. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 8, 10, Q10005, doi:10.1029/2007GC001639.
- Comas, M.C., Platt, J.P., Soto, J.I. & Watts, A.B. (1999). 44. The origin and tectonic history of the Alboran basin: insights from leg 161 results. *Ocean Drilling Program Scientific Results*, 161, 555 – 580.
- Faccena, C., Piromallo, C., Crespo-Blanc, A., Jolivet, L. & Rosetti, F. (2004). Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs. *Tectonics*, 23, TC1012, doi:10.1029/2002TC001488.
- Gelabert, B., Sàbat, F. & Rodríguez-Perea, A. (2002). A new proposal for the late Cenozoic geodynamic evolution of the western Mediterranean. *Terra Nova*, 14, 93 – 100.
- Gràcia, E., Pallàs, R., Soto, J.I., Comas, M., Moreno, X., Masana, E., Santanach, P., Díez, S., García, M., Dañoibeitia, J.J., & HITS Team (2006). Active Faulting offshore SE Spain (Alboran Sea): Implications for earthquake hazard assessment in the Southern Iberian Margin. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 241, 734-749.
- Gràcia, E., Bartolome, R., Lo Iacono, C., Moreno, X., Stich, D., Martínez-Díaz, J.J., Bozzano, G., Martínez-Loriente, S., Perea, H., Masana, E., Tello, O., Sanz, J.L., Carreño, E., & EVENT-SHELF Team (2012). Acoustic and seismic imaging of the Adra Fault (NE Alboran Sea): in search of the source of the 1910 Adra earthquake. *Nat. Hazards and Earth Syst. Sci.*, 12, 3255-3267, doi:10.5194/nhess-12-3255-2012.
- MEDIMAP Group, Loubrieu, B., & Mascle, J. (2008). Morpho-bathymetry of the Mediterranean sea, Map CIESM edition.
- Muñoz, A., Ballesteros, M., Montoya, I., Rivera, J., Acosta, J., & Uchupi, E. (2008). Alboran Basin, southern Spain - Part I: Geomorphology. *Mar. Petr. Geol.*, 25, 59–73.
- Nocquet, J.M. (2012). Present-day kinematics of the Mediterranean: A comprehensive overview of GPS results. *Tectonophysics*, 579, 220-242, doi:10.1016/j.tecto.2012.03.37.7.
- Rosembaum, G., Lister, G.S. & Duboz, C. (2002). Reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediterranean since the Oligocene. *Journal of the Virtual Explorer*, 8, 107 – 126.
- Sanz de Galdeano, C. (1990). Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to the present. *Tectonophysics*, 172, 107-119.
- Zitellini, N., Gràcia, E., Matias, L., Terrinha, P., Abreu, M.A., De Alteriis, G., Henriot, J.P., Dañoibeitia, J.J., Masson, D.G., Mulder, T., Ramella, R., Somoza, L. & Díez S. (2009). The Quest for the Africa-Eurasia plate boundary west of the Strait of Gibraltar. *Earth Planet Sci. Lett.*, 280, 13-50.

Sesión 5: Aplicaciones en peligrosidad sísmica



INCORPORACION DE PAELOTERRREMOTOS EN CÁLCULOS DE PELIGROSIDAD SÍSMICA NO ZONIFICADOS

INCORPORATION OF PALEOEARTHQUAKES IN ZONELESS SEISMIC HAZARD CALCULATIONS

M.J. Crespo (1), J. Martí (1) y F. Martínez (1)

(1) PRINCIPIA Ingenieros Consultores Calle Velázquez, 94, 28006 Madrid, Spain. maria.crespo@principia.es, joaquin.marti@principia.es, francisco.martinez@principia.es

Resumen: Las evaluaciones de la peligrosidad sísmica suelen apoyarse en la información del catálogo. El período de retorno de los cálculos probabilistas debe ser consistente con las tasas de ocurrencia representadas en la caracterización de la actividad. En la metodología de Gutenberg-Richter (GR) se fija una magnitud máxima de integración que acota la validez de la ley de GR, siendo frecuente que el rango cubierto por la ley de GR exceda al cubierto por el catálogo que la soporta. En un método no zonificado la tasa de actividad se construye a partir de los eventos del catálogo y es sólo representativa de dichos eventos, aunque la incorporación de incertidumbres y el adecuado manejo de los períodos efectivos pueden incrementar los períodos de retorno respecto al rango cubierto por el catálogo. Se expone aquí una estrategia para incorporar información paleosísmica en una metodología basada en estimadores de densidad kernel.

Palabras clave: peligrosidad sísmica, fallas, kernel, paleoterremotos

Abstract: The evaluation of the seismic hazard is usually based on information contained in the seismic catalogue. The return periods sought in a probabilistic calculation must be consistent with the event frequencies represented in the characterization of the seismic activity. In the Gutenberg-Richter (GR) methodology, the maximum magnitude adopted for integration bounds the range of validity of the GR law and it is not unusual that the range covered by the GR law exceeds that covered by the supporting catalogue. In zoneless methods the activity rate is constructed using the events in the catalogue and is therefore representative of those events only, though the incorporation of uncertainties and an adequate use of the effective periods allow increasing the return periods beyond the range covered by the catalogue. A strategy is presented here to incorporate paleoseismic information in a methodology based on kernel density estimators.

Key words: seismic hazard, faults, kernel, paleoearthquakes

Los cálculos de peligrosidad sísmica suelen tener como fuente principal de información el catálogo sísmico. Este catálogo tiene una cierta extensión, en el espacio y en el tiempo, y con un cierto grado de completitud que es necesario identificar. La metodología tradicional conocida comúnmente como método zonificado de Cornell-McGuire comienza por identificar las fuentes sismogénicas: si se conocen las fallas, se pueden modelizar como tales con su geometría y su capacidad de generación sísmica y, en el caso de no poderse identificar una correspondencia entre sismos y fallas, la capacidad de generación de terremotos se asigna a una serie de áreas o zonas a las que se asigna una capacidad uniforme de generación de terremotos. Este segundo caso es el más habitual en zonas de sismicidad media-baja, como es la Península Ibérica. La capacidad de generación de las zonas se representa mediante una función analítica, la ley de Gutenberg-Richter, que se ajusta con los sismos del catálogo, si bien su rango de validez, en particular el que tiene que ver con la magnitud máxima, se sitúa en general por encima del rango cubierto por las magnitudes del catálogo; en algunos casos esta magnitud se determina con criterios geológicos o de paleosismicidad y en otros se adoptan criterios como incrementar una cierta cantidad la magnitud máxima registrada.

En el contexto de una metodología no zonificada basada en estimadores de densidad kernel, en la

que la tasa de actividad se construye a partir de los eventos del catálogo, el rango de definición de la tasa de actividad sísmica construida sí que coincidirá con el de los eventos del catálogo.

El objeto del ejercicio es generalmente determinar la acción sísmica a emplear en un diseño estructural. En los contextos más modernos de diseño, se considerarán diferentes probabilidades de ocurrencia asociadas a distintos niveles de prestación. Para estructuras convencionales, resulta habitual un nivel de probabilidad del 10% en 50 años, o su equivalente de 475 años de período de retorno; las normativas convencionales pueden incluso llegar a considerar una probabilidad menor, por ejemplo 5% en 50 años, o sus correspondientes 1000 años de período de retorno. Ahora bien, en construcciones especiales como pueden ser las propias de la industria del gas o la nuclear, resulta habitual el trabajar con períodos de retorno de 2.475, 4.975, 10.000 o incluso 100.000 años.

Surge aquí la cuestión de hasta qué punto resulta razonable ofrecer resultados para períodos de retorno que exceden ampliamente el espacio temporal cubierto por el catálogo. El catálogo instrumental cubrirá un siglo en el mejor de los casos; el período cubierto por el catálogo histórico es más variable según las zonas, pero en ningún caso será suficientemente extenso como para incluir varias ocurrencias de eventos con frecuencia

temporal media acorde con los períodos de retorno mencionados en el párrafo anterior.

Una modelización con zonas puede completarse con fallas en las áreas en que se disponga de información; para la caracterización de estas fallas surgió primeramente el modelo del terremoto característico (Schwartz and Coppersmith, 1984) en el que se considera que la falla puede generar terremotos dentro de un rango, siendo de mayor frecuencia en torno a una cierta magnitud; y el modelo del terremoto máximo (Wesnowsky et al., 1993) que supone que una cierta magnitud es la única susceptible de producirse en la falla. Cualquiera que sea el modelo, en el caso de combinar la modelización de fallas con zonas sismogénicas, se ha de prestar especial atención a los límites de integración de unas y otras con objeto de garantizar que no se contabiliza dos veces una misma tasa de actividad. Para el caso de España, recientemente se ha presentado el trabajo de Rivas (2014).

En el contexto de una metodología sin zonas como la propuesta por Woo (1996) con funciones kernel, la tasa de actividad sísmica λ_k es dependiente de la magnitud M y de la posición \mathbf{x} y se construye de la siguiente forma:

$$\lambda_k(\mathbf{x}, M) = \frac{1}{H(M)^2} \sum_{i=1}^n \frac{K\left(\frac{\mathbf{x} - \mathbf{x}_i}{H(M)}\right)}{T(\mathbf{x}_i)}$$

Se trata de un sumatorio de funciones kernel K situadas sobre cada evento del catálogo con posición \mathbf{x}_i , y ponderadas con un período efectivo $T(\mathbf{x}_i)$; el resultado es función de la posición y la magnitud de forma continua pero no de una forma predefinida. El ancho de banda $H(M)$ depende de la magnitud. El trabajo de Crespo et al. (2013) incluye una descripción más amplia de esta formulación.

La función kernel K es una función densidad de probabilidad, unitaria, definida sobre un espacio bidimensional. En su definición más simple presenta simetría axial, pero admite un cierto esvío en una dirección.

Las funciones kernel esviadas suelen tener dos parámetros adicionales para controlar por un lado la orientación del eje principal de la proyección en planta de la función, y por otro el ratio entre las distancias mayor y menor cubiertas por el kernel en direcciones perpendiculares. Una forma simple de conseguir el esvío es la de multiplicar la formulación axisimétrica por una función; así es por ejemplo la función kernel de tipo inverso bicuadrática que tiene la siguiente expresión en su versión axisimétrica:

$$K_{axi}(r) = \frac{n-1}{\pi H^2} \left[1 + \left(\frac{r}{H} \right)^2 \right]^{-n}$$

donde: n es un exponente de caída
 H es el ancho de banda

y en su versión direccional una posible formulación, que por ejemplo propone Gordon Woo es:

$$K_{dir}(r, \Theta) = K_{axi}(r) \frac{1}{1 + \frac{DL}{2}} \left[1 + DL(\cos(\Theta))^2 \right]$$

donde: DL describe el grado de anisotropía
 T controla la orientación de esa anisotropía

Esta formulación tiene la ventaja de desacoplar en dos funciones independientes el tamaño del kernel y su anisotropía, aunque presenta la desventaja de no estar definida en el origen. La Figura 1 muestra un esquema cualitativo de un kernel isotrópico y otro anisótropo según la formulación presentada. Los autores están trabajando en la actualidad con formulaciones basadas en una proyección elíptica, lo que evita la singularidad.

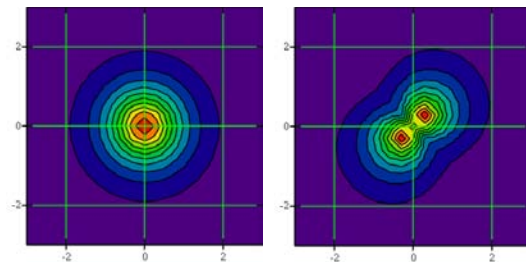


Figura 1 Funciones kernel sin y con anisotropía
Figure 1 Kernel functions with and without anisotropy

En los casos en que la función kernel se coloca sobre terremotos sin falla identificada lo habitual es mantener la simetría axial del kernel.

Para los terremotos del catálogo en que se conoce la falla que los originó, se puede definir una función kernel con la densidad de actividad concentrada en la dirección de la falla. Cabe señalar que en esta metodología, aunque no se orienten las funciones kernel, aparece de manera natural una mayor tasa de actividad en torno a ciertas fallas, debido a la mayor concentración de terremotos generados, efecto que se puede acentuar con una adecuada orientación de las funciones kernel.

Como se ha visto en la función anterior, cada terremoto tiene además un período efectivo propio. Estos períodos efectivos pueden asignarse de manera general en función de la magnitud o ubicación del evento, o también pueden asignarse de manera particular según las características del sismo. En el caso de tratarse de un evento cuya magnitud es la magnitud característica asociada a la falla, este período efectivo debería ser el período de recurrencia que se estima para dicho terremoto. El período efectivo se debería estimar con estudios paleosísmicos y puede resultar ser un valor superior al período de tiempo cubierto por el catálogo: es decir, en el tiempo abarcado por el catálogo es posible que no haya habido más de una ocurrencia de un sismo de tales características, y su período de recurrencia puede exceder el tiempo cubierto por el catálogo; en estos casos la tasa de actividades así representada puede ser adecuada para un período de retorno mayor que lo que aconsejaría a primera vista el espacio de tiempo cubierto por el catálogo.

De la misma forma que se puede dar un tratamiento particular a la función kernel y al período efectivo

para los eventos del catálogo, también se pueden añadir al catálogo nuevos eventos, particularizados para que representen una sismicidad que no está reflejada en el catálogo pero que se sabe de ella a través de estudios de paleosismicidad.

Tomando como referencia los dos modelos más conocidos en la actualidad para la caracterización de fallas en estudios de peligrosidad, Schwartz and Coppersmith (1984) o Wesnousky et al. (1993), ambos tendrían aquí equivalentes naturales. Si además de una magnitud predominante, la falla tiene asociada también sismicidad asociada a bajas magnitudes, es de esperar que esté recogida en el catálogo sísmico y por lo tanto aparecerá representada con las funciones kernel posicionadas sobre los eventos del catálogo. Si por el contrario la falla sólo generara terremotos en torno a una magnitud, no habrá terremotos en el catálogo para representar dicha sismicidad y únicamente se modelizará la tasa de actividad asociada a la magnitud propia de la falla, bien a través de algún terremoto ya existente en el catálogo o mediante la adición de los terremotos adecuados.

Las características de los terremotos que se añaden al catálogo en representación de la sismicidad deducida por métodos paleosísmicos se detallan a continuación, siguiendo la nomenclatura de la fórmula anterior:

- Posición del epicentro x , centrada en la traza de la falla, o en el caso de ser una falla de grandes dimensiones con una proyección en superficie muy alargada, se podrían colocar varios eventos a lo largo de la traza de la falla.
- Magnitud M , la característica de la falla. Es necesario asignar asimismo una incertidumbre a esta magnitud, la cual se tiene en cuenta en el cálculo como incertidumbre de tipo aleatorio al construir la tasa de actividad para diferentes magnitudes.
- Período efectivo T igual al período de recurrencia concluido para la falla. Si se ha optado por colocar varios terremotos, el período efectivo sería igual al período de recurrencia multiplicado por el número de eventos; será el mismo para todos los eventos. De esta forma se consigue que la suma de las contribuciones de todos los sismos esté ponderada por el período de recurrencia.
- Ancho de banda H , su dimensión debería ser del orden del ancho de la proyección de la falla en superficie, si bien tiene cierta dependencia del tipo de función kernel que se emplee.

En el caso de que la falla esté definida por varios tramos de diferente orientación, se puede representar cada uno de ellos con un sismo cuya función kernel asociada tenga la orientación adecuada. Resulta frecuente en estos casos el que se plantee más de una hipótesis en las conclusiones del estudio de paleosismicidad: una única falla con una cierta magnitud característica o varios tramos que se comportan en la práctica como fallas diferentes. Cualquiera que sea la situación puede representarse con el debido número de terremotos adecuadamente caracterizados.

La metodología sin zonas basada en una estimación de densidad no paramétrica, en este caso nos hemos referido a la basada en funciones kernel, permite integrar con facilidad y gran versatilidad la actividad sísmica obtenida a partir de estudios paleosísmicos, ya sea identificando sismos en el catálogo asociados a fallas conocidas o añadiendo nuevos eventos. En uno y otro caso, se necesita la geometría de la falla, su magnitud característica y el período de recurrencia.

Al mismo tiempo, para generar el deseado input para la ingeniería, conviene valorar hasta qué punto las alternativas (zona distribuida, multitud de fallas independientes) conllevan diferencias en la solución. De hecho, probablemente sea razonable diferenciar distintas zonas, en función de su distancia al emplazamiento como se indica en algunas guías o normas específicas de ciertas industrias, como es el caso por ejemplo de la guía SSG-9 (IAEA, 2010).

Se presenta a continuación una aplicación de la metodología expuesta a un emplazamiento en la costa del Pacífico del Canal de Panamá. En este caso el catálogo sísmico comenzaba con registros de mediados del s. XVI, sin embargo presenta grandes carencias de completitud hasta el s. XIX.

Cerca del emplazamiento existen 4 fallas que se consideran activas y cuyo estudio paleosísmico concluyó los parámetros indicados en la Tabla 1, a tener en cuenta en el cálculo de peligrosidad.

Se trata de cuatro fallas de desgarre situadas todas ellas a menos de 50 km de emplazamiento estudiado. Las fallas no fueron objeto de estudio en el trabajo, sino que sus parámetros venían dados por un estudio previo, incorporado como dato de partida. La traza de las fallas se muestra en la Figura 2.

Falla	Magnitud caract. (M_w)	Incertidumbre de la magnitud	Período de recurrencia (años)
Azota	6.7	0.3	600
Limon	6.7	0.2	400
Pedro Miguel	6.9	0.2	450
Gatun	6.7	0.2	150

Tabla 1 Caracterización de las fallas a incluir en el cálculo
Table 1 Characterisation of the faults to be considered

Al no estar reflejada en el catálogo la sismicidad asociada a las fallas citadas, se procedió a añadir eventos al catálogo sísmico de acuerdo con las características de la Tabla 1. Puesto que se trata de fallas de una longitud importante y con más de un tramo rectilíneo, se optó por representar cada una con varios terremotos, situados en el centro de los diferentes tramos: se emplearon dos terremotos para la falla de Azota, dos para la falla Limón, tres para la falla Pedro Miguel y cinco para la falla Gatun. Como se comentó anteriormente, se tuvo en cuenta este hecho en la asignación de períodos efectivos a cada de sismo.

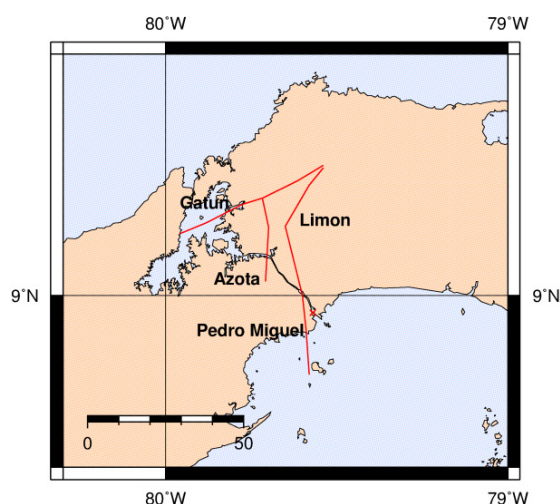


Figura 2 Fallas en torno al emplazamiento.
Figure 2 Faults around the site.

El estudio de peligrosidad trató por separado la sismicidad proveniente de los terremotos del catálogo, distinguiendo a su vez entre terremotos superficiales y profundos, de la asociada a estas cuatro fallas.

La curva de peligrosidad resultante para la PGA se muestra en la Figura 3. En esta misma figura se muestran las curvas de peligrosidad procedentes de la sismicidad superficial del catálogo, la sismicidad profunda y la sismicidad deducida por métodos paleosísmicos. Como puede apreciarse, para bajos períodos de retorno, la peligrosidad proveniente de los terremotos superficiales es la más importante, seguida por la de las fallas y, por último, la de los terremotos profundos. A partir de un período de retorno de unos 400 años, la peligrosidad pasa a estar dominada por la sismicidad asociada a las fallas. Esta observación es coherente con los períodos de recurrencia indicados en la Tabla 1.

Tras la exposición metodológica realizada y el ejemplo práctico de aplicación presentado, pueden establecerse algunas ideas a modo de conclusiones:

- En los estudios de peligrosidad sísmica debe valorarse la necesidad de incluir información paleosísmica, teniendo en cuenta los niveles de probabilidad buscados y las características del catálogo disponible.
- La metodología sin zonas, basada en una estimación de una densidad no paramétrica a partir de los eventos sísmicos registrados, permite integrar de forma fácil y versátil la actividad sísmica obtenida a partir de estudios paleosísmicos mediante la adición de eventos al catálogo sísmico.

- Conviene evaluar el impacto que conlleva la inclusión de fallas en el resultado final, siendo probablemente razonable diferenciar distintas zonas en función de su distancia al emplazamiento.

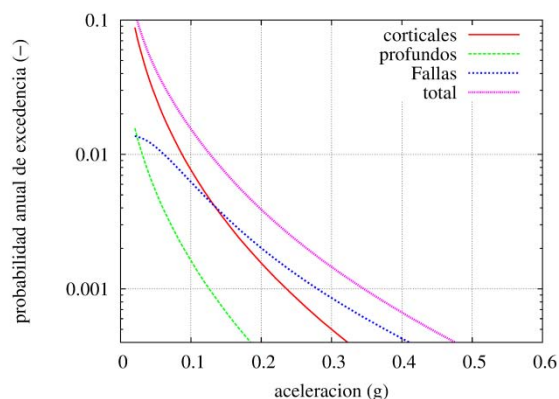


Figura 3 Curvas de peligrosidad.
Figure 3 Hazard curves.

Referencias bibliográficas

- Crespo M.J., Martínez, F., and Martí, J. (2014) Seismic Hazard of the Iberian Peninsula: Evaluation with Kernel Functions, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, Vol. 14.
www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/14/1309/2014/
- IAEA – International Atomic Energy Agency (2010) *Seismic Hazards in Site Evaluation for Nuclear Installations*, Safety Standards Series No. SSG-9.
- Rivas (2014) *Contribución Metodológica para Incorporar Fallas Activas en la Modelización de la Fuente Dirigida a Estimaciones de Peligrosidad Sísmica. Aplicación al Sur de España*, Tesis Doctoral, Universidad Politécnica de Madrid.
- Schwartz, D.P. and Coppersmith, K.J. (1984) Fault Behavior and Characteristic Earthquakes: Examples from the Wasatch and San Andreas Fault Zones, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 89.
- Youngs, R.R., et al. (2003) A methodology for probabilistic fault displacement hazard analysis (PFDHA), *Earthquake Spectra*, Vol.19, No.1, pp.191-219.
- Wesnousky, S.G., Scholz, C.H., Shimazaki, K., and Matsuda, T. (1983). Earthquake Frequency Distribution and the Mechanics of Faulting, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 88.
- Woo, G. (1996) Kernel Estimation Methods for Seismic Hazard Area Modelling, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 86.



REPOSITÓRIO DE FALHAS ACTIVAS DE PORTUGAL CONTINENTAL, NA BASE DE DADOS DA IBÉRIA (QAFI) – VANTAGENS E DIFICULDADES

Repository of Active Faults in Mainland Portugal, in QAFI Database of Iberia – Benefits and Difficulties

C. Moniz (1), J. Cabral (2) e R. P. Dias (1)

(1) Unidade de Geologia, Hidrogeologia e Geologia Costeira, Laboratório Nacional de Energia e Geologia.

catarina.moniz@lneg.pt

(2) Departamento de Geologia e Instituto Dom Luiz, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. Campo Grande, 1749-016 Lisboa.

Resumen/resumo: A QAFI (*Quaternary Active Faults of Iberia*), em formato SIG, constitui um importante suporte para o estudo da perigosidade sísmica, como o repositório mais actualizado da informação sismotectónica sobre falhas activas (últimos 2,6 Ma). Envolve duas instituições nacionais: o IGME (Espanha) e o LNEG (Portugal), responsáveis pela gestão da inserção da informação. Disponível on-line, em constante revisão da sua informação científica, integra informação imprescindível para a avaliação do risco sísmico e pretende promover o acesso de informação especializada ao serviço público. A sua implementação em Portugal desempenha um contributo fundamental. Abordam-se 2 casos da sua utilização, na Carta Neotectónica e nos Planos Regionais de Ordenamento. Referem-se constrangimentos na sua execução associados à escassez de dados geológicos precisos e fiáveis, os quais estão relacionados com taxas de actividade baixas, longos períodos de recorrência, insuficiência de referências estratigráficas recentes deformadas por falhamento e de idade incerta, ambiguidade na interpretação das evidências morfotectónicas.

Palabras clave: Falhas Activas, Portugal.Continental (Península Ibérica), Base de Dados QAFI

Abstract: *The Database of Quaternary Active Faults of Iberia - QAFI, plays a fundamental contribution to the study of seismic hazard, as the most updated repository of information on faults in the Iberian Peninsula with tectonic activity in the last 2.6 Ma. The QAFI involves two national institutions: the IGME in Spain (conception and development), and LNEG in Portugal, both responsible for the incorporation of the information concerning the active faults of each country. QAFI is a database in GIS format, available on-line, concerning the seismogenic active faults (fault-sources) of the Iberian Peninsula, whose scientific information is constantly reviewed and updated. It thus integrates essential information for the regional seismic risk assessment, and aims to promote the access of specialized information to the public service. Its implementation in Portugal is thus of upmost interest. Two examples of application of QAFI are presented, namely in the development of a new, updated Neotectonic Map of Portugal, and in the implementation of regional planning. Reference is made to constraints due to scarcity of precise and reliable geological information, which is related to the presence of slow faults, with low slip-rates and long return periods, and also to the lack of dated, preferably young, stratigraphical markers, as well as the ambiguity in morphotectonic interpretations.*

Key words: Active Faults, Mainland Portugal (Iberian Peninsula), QAFI Database

Introdução

A Base de Dados de Falhas Activas no Quaternário da Península Ibérica - QAFI (*Quaternary Active Faults of Iberia*), constitui o repositório mais actualizado, em formato SIG, da informação geológica da Península Ibérica sobre estruturas tectónicas activas no Quaternário (últimos 2,6 Ma).

Esta inventariação integrada num SIG engloba a informação das falhas activas (fontes sísmicas) da Península Ibérica, no que concerne à sua localização, à sua identificação como activa, às suas características principais geométricas e cinemáticas, ao seu potencial sismogénico, expresso pelo sismo máximo credível, intervalo de recorrência, e eventuais evidências de actividade sísmica associada.

A QAFI, cujo SIG foi elaborado e desenvolvido pelo *Instituto Geológico y Minero de España* (IGME), resulta da colaboração entre as instituições nacionais de geologia de Espanha (IGME) e de Portugal (LNEG - Laboratório Nacional de Energia e Geologia) e da participação de muitos outros investigadores. Constitui uma base de dados aberta,

receptível a novas contribuições, e cujo conteúdo tem estado em constante revisão e actualização (García-Mayordomo et al. 2010, 2012a e 2012b), em resultado do avanço do conhecimento sobre este tipo de estruturas em geral, e sobre cada fonte-falha, em particular.

Esta base de dados, disponível *on-line*, pretende promover o acesso de informação especializada ao serviço público, ao nível da administração central, regional e local, e também ao mundo empresarial.

No contexto da avaliação da perigosidade sísmica no território continental português, a Base de Dados de Falhas Activas no Quaternário da Península Ibérica - QAFI, que tem estado a ser implementada, desempenha um contributo fundamental. Este trabalho tem como objectivo expor brevemente o seu desenvolvimento em Portugal Continental, relativamente a aplicações com utilidade e impacto na Comunidade, bem como apresentar algumas dificuldades na sua implementação relativamente às falhas activas em território português.

Carta Neotectónica de Portugal Continental

A QAFI, por representar o repositório mais actualizado da informação geocientífica de suporte à avaliação da perigosidade sísmica, ou seja relativa às estruturas tectónicas na Península Ibérica potencialmente capazes de produzirem sismos com impacto significativo na Comunidade, integra, assim, informação imprescindível para a avaliação do risco sísmico, quer em planos sectoriais, quer de âmbito nacional, constituindo em Portugal a base de trabalho de uma nova edição da Carta Neotectónica de Portugal Continental, a ser publicada brevemente pelo LNEG.

A nova edição da Carta Neotectónica de Portugal continental irá substituir a publicada em 1988, à escala 1:1.000.000 (Cabral e Ribeiro, 1988), que, para além de desactualizada, tem uma escala demasiado reduzida, tornando-a pouco adequada para utilização quer no âmbito estritamente científico, quer em estudos de aplicação à Comunidade.

A Carta Neotectónica a ser publicada tem como suporte:

1. a base de dados QAFI, para a qual tem sido implementada uma pesquisa exaustiva dos estudos até agora desenvolvidos sobre as falhas activas em território nacional continental, pesquisa dos catálogos sísmicos disponíveis, bem como de toda a cartografia geológica em Arquivo (LNEG) realizada a diferentes escalas (de 1:25.000 a 1:1.000.000), e ainda a pesquisa de elementos morfológicos eventualmente produzidos e/ou modificados pela actividade recente das estruturas sismotectónicas (com base em mapas topográficos na escala 1:50.000 e do *Google Earth*);
2. o SIG relativo à vectorização do traçado cartográfico das falhas consideradas activas, associado à base de dados QAFI (em *ArcGis*, versão 10.2), elaborado a uma escala uniforme próxima de 1:200.000;
3. informação adicional que não é actualmente integrável na versão corrente da QAFI, como a respeitante à cartografia dos troços de falha activa prováveis e/ou ocultos, bem como às estações de observação ao longo das estruturas activas, no que diz respeito à sua localização e informação associada.

Plano Sectorial para a Prevenção e Redução de Riscos (PSPRR)

No âmbito do programa governamental da Política de Ordenamento do Território, para o qual o LNEG deu o seu contributo, encontra-se em fase de aprovação a Estratégia Nacional Integrada para a Prevenção e Redução de Riscos, a qual deverá ser definida e implementada no espaço dos planos regionais e municipais de ordenamento do território, para os diferentes perigos naturais, ambientais e tecnológicos, nomeadamente o sísmico.

Neste contexto, e a nível da colaboração nos planos regionais, está em fase de conclusão uma 1ª etapa de trabalho com a construção de uma ficha por município (divisão administrativa menor do território),

elaborada a partir de um SIG, contendo a informação respeitante a:

1. presença de falhas consideradas como activas e o critério utilizado;
2. registo de sismicidade, incluindo a macrossismicidade (com valor de magnitude máxima registada) e a microssismicidade;
3. cartografia geológica existente a diferentes escalas para cada município.

Pretende-se associar este SIG de informação geocientífica com o SIG da QAFI para cada divisão administrativa do território, de forma a facilitar o acesso desta informação especializada relativa às falhas activas, aos órgãos de poder local.

Dificuldades no preenchimento da base de dados QAFI, relativamente às estruturas potencialmente activas em território português

Em Portugal Continental, parte das falhas activas sismogénicas estão ainda deficientemente caracterizadas devido a vários factores, o que conduz frequentemente a imprecisão e ambiguidade no preenchimento da base de dados QAFI.

As estruturas tectónicas activas no território continental português reflectem taxas de actividade baixas e longos períodos de recorrência, comportando-se como falhas lentas, mas evidenciando a capacidade de poderem desencadear sismos catastróficos (Cabral, 2012).

As falhas activas estão fortemente condicionadas pela reactivação de estruturas antigas pré-existentes, sob uma compressão próxima de NW-SE. Estas estruturas foram activadas durante as fases de deformação bética com uma compressão próxima da actual. Deste modo, e na ausência de marcadores e ou de informação cronoestratigráfica adequada, torna-se difícil distinguir a partir das evidências geométricas e cinemáticas a reactivação de idade quaternária das anteriores.

O registo sedimentar de idade pós miocénico corresponde no geral a uma cobertura parcialmente erodida de sedimentos de origem fluvial, deficientemente datados e usualmente atribuídos genericamente ao Pliocénico superior-Quaternário inferior, nos quais são observáveis deformações por ruptura em falhas. Sedimentos deformados de idade mais recente são praticamente inexistentes, ou seja evidências de actividade tectónica recente no registo sedimentar de idade pliocénica superior a holocénica são quase nulas. Por outro lado, a presença de espessuras significativas de sedimentos aluvionares recentes ocultando falhas activas sismogénicas nalgumas áreas, como na região do baixo Tejo, dificulta o seu estudo e caracterização.

Nas bacias sedimentares meso-cenozóicas acresce o facto de ocorrerem em afloramento estruturas frágeis afectando os sedimentos de cobertura, mas cuja génese resulta de evolução de um carso subjacente e não de actividade tectónica (Dias e Cabral, 2002) (Figura 1).

Citam-se como exemplo das dificuldades apontadas o caso das falhas de Portimão e de Pinhal Novo-Alcochete, cujos dados reflectem a imprecisão na

caracterização da actividade tectónica recente destas estruturas (Figuras 1 e 2, e Tabela 1).

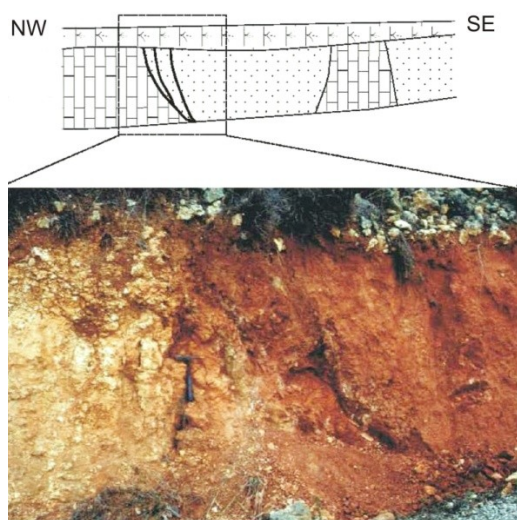


Figura-1: Exemplo de contacto mecânico entre calcários miocénicos (NW) e Areias de Faro-Quarteira (SE) na zona da Falha de Portimão, resultante provavelmente de evolução cársica (Dias, 2001).



Figura-2: Exemplo de contacto por falha na Formação de Santa Marta na zona de Falha de Pinhal Novo-Alcochete, com orientação distinta da estrutura principal (Moniz, 2010).

A análise geomorfológica utilizada na identificação de evidências morfotectónicas resultantes da actividade das falhas, como escarpas e desvios em linhas de água, conduz frequentemente a interpretações ambíguas, devido à dificuldade de diferenciar a morfologia resultante da actividade tectónica recente da produzida por uma actividade tectónica mais antiga, conjuntamente com os efeitos de uma forte exumação recente, ou seja, há dificuldade em diferenciar o controlo activo ou passivo da tectónica na morfologia.

Efectivamente ocorrem diversas falhas com expressão morfológica significativa consideradas activas, em que esta expressão se traduz por escarpas de falha delimitando bacias tectónicas onde se encontram sedimentos cenozóicos preservados. Contudo, estes sedimentos encontram-se fortemente erodidos por erosão fluvial na dependência directa ou próxima de importantes linhas de água, responsáveis por uma exumação

muito intensa. São exemplos as bacias tectónicas da Vilarça e da Longroiva (falha Manteigas-Vilarça-Bragança) (Cabral, 1995) (Figura 3), dependentes da forte incisão fluvial do rio Douro e Côa, e a bacia tectónica de Castelo Branco (falha do Ponsul) (Dias e Cabral, 1989), dependente da incisão fluvial do rio Tejo e do rio Ponsul. A forte incisão fluvial quaternária que caracteriza a evolução da rede de drenagem em Portugal Continental é assim responsável por uma exumação muito intensa de sedimentos cenozóicos preservados em bacias tectónicas associadas a falhas com actividade de idade alpina gerando uma expressão geomorfológica que pode ser muito semelhante à da tectónica activa, nomeadamente no que respeita ao desenvolvimento de escarpas de falha. A diferença consiste em que o desnivelamento da área de sopé relativamente ao bloco elevado resulta de erosão diferencial e não de deslocamento tectónico, sendo assim possível gerarem-se elementos morfológicos com características e parâmetros morfométricos muito semelhantes aos da tectónica activa.



Figura-3: Exemplo referente à bacia tectónica da Longroiva. Vista Google Earth, para S. A excelente expressão morfológica que a falha da Vilarça apresenta na terminação meridional da bacia cessa abruptamente: no espaço de 2 km a falha perde a expressão morfológica, não sendo possível distingui-la na morfologia para sul da depressão tectónica. Este efeito é facilmente explicado por “esvaziamento” do preenchimento sedimentar de uma bacia tectónica antiga (miocénica?), cuja reactivação no Quaternário não é de excluir, mas associada a uma taxa de actividade inferior à sugerida pela expressão morfológica da estrutura.

A base de dados QAFI engloba todas as falhas activas ou potencialmente activas, considerando-se a sua actividade nos últimos 2,6 Ma (no período Quaternário), contrastando com o conceito operacional de falha activa utilizado no domínio da engenharia. Contudo, a sua implementação (preenchimento) no território continental português tem sido dificultada e frequentemente resulta imprecisa, devido às características geológicas e sismotectónicas brevemente reportadas, realçando a necessidade de obtenção de datações dos sedimentos afectados por falhas a par com um incremento substancial de estudos de campo pormenorizados, de modo a obter dados geológicos (neotectónicos e sismotectónicos) mais precisos. Apesar dos esforços que têm sido empreendidos neste sentido, nos últimos anos, a quantidade e qualidade dos dados obtidos, bem como o

investimento efectuado é notoriamente insuficiente para a avaliação adequada da perigosidade sísmica regional.

Agradecimentos: Os autores agradecem a Julián García-Mayordomo as várias discussões sobre a estrutura e implementação da QAFI em Portugal Continental, contribuindo significativamente para a sua implementação e aperfeiçoamento.

Referências bibliográficas

- Cabral, J. (1995). Neotectónica em Portugal Continental. *Memórias do Instituto Geológico e Mineiro*, 31, 265 pp.
- Cabral, J. (2012). Neotectonics of Mainland Portugal: State of the Art and Future Perspectives. *Journal of Iberian Geology* 38 (1) 2012: 71-84.
- Cabral J. e Ribeiro A. (1988). Carta Neotectónica de Portugal Continental, Escala 1:1.000.000. Dep. Geol. Fac. Ciênc. de Lisboa, Serv. Geol. de Portugal, Gab. Prot. Seg. Nuclear, ed. SGP, Lisboa.
- Dias, R.P. (2001). Neotectónica da Região do Algarve. Dissertação de doutoramento, Fac. Ciências, Univ. Lisboa, 369 pp.
- Dias, R. P., Cabral, J. (1989). Neogene and Quaternary reactivation of the Ponsul fault in Portugal. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 75: 3-28.
- Dias, R.P., Cabral, J. (2002). Interpretation of recent structures in an area of cryptokarst evolution - neotectonic versus subsidence genesis. *Geodinamica Acta*, 15(4): 233-248.
- García-Mayordomo, J., Insua-Arévalo, J.M., Martínez-Díaz, J.J., Jiménez-Díaz, A., Álvarez-Gómez, J.A., Pérez-López, R., Rodríguez-Pascua, M.A., Martín-González, F., Giner-Robles, J., Masana, E., Nemser, E.S., Cabral, J. (2010). Base de datos de fallas activas de Iberia (primera fase): objetivos y estructura preliminar. In: Insua-Arévalo, J.M., Martín-González, F. (eds.), *Contribución de la Geología al Análisis de la Peligrosidad Sísmica. Resúmenes de la 1ª Reunión Ibérica sobre Fallas Activas y Paleosismología*, 189-192.
- García-Mayordomo, J., Insua-Arévalo, J.M., Martínez-Díaz, J.J., Jiménez-Díaz, A., Martín-Banda, R., Martín-Alfageme, S., Álvarez-Gómez, J.A., Rodríguez-Peces, M., Pérez-López, R., Rodríguez-Pascua, M.A., Masana, E., Perea, H., Martín-González, F., Giner-Robles, J., Nemser, E.S., Cabral, J., QAFI Compilers (2012a). La Base de Datos de Fallas Activas en el Cuaternario de Iberia (QAFI v.2.0). *Journal of Iberian Geology*, 38(1), 285-302.
- García-Mayordomo, J., Martín-Banda, R., Insua-Arévalo, J.M., Álvarez-Gómez, J.A., Cabañas, L., Cantavella, J.V., Crespo, M.J., Dias, R. P., Moniz, C., Pascual, G., Alfageme, S., Rodríguez-Escudero E. (2012b). La Base de Datos de Fallas Activas Cuaternarias de Iberia (QAFI v.2): Características, Aplicaciones y Problemas. Publicação no livro de resumos da 7 Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica, San Sebastián.
- Moniz, C. (2010). Contributo para o conhecimento da Falha de Pinhal Novo – Alcochete, no âmbito da Neotectónica do Vale Inferior do Tejo. Tese de dissertação de Mestrado, Fac. Ciências Univ. Lisboa, 128 pp. Tabela 1

Tabela 1:

		FALHA DE PORTIMÃO	FALHA DE PINHAL NOVO-ALCOCHETE
IDENTIFICAÇÃO		Considerada uma das principais macro-estruturas activas do Algarve ocidental (região Sul de Portugal)	Considerada uma das principais macro-estruturas activas do Vale Inferior do Tejo (Península de Setúbal)
		Reconhecida por cartografia geológica no <i>onshore</i> e por dados de sub-superfície no <i>offshore</i> (sísmica de reflexão)	Reconhecida essencialmente por dados de sub-superfície (sísmica de reflexão, sondagens curtas e longas, presença de águas mineralizadas provenientes de circulação profunda em formações evaporíticas)
GEOMETRIA	Enquadramento	Afecta a bacia meso-cenozóica do Algarve	Afecta a bacia cenozóica do Baixo Tejo
	Comprimento	Total de 70 km, sendo 12 km no <i>onshore</i>	Total superior a 30 km (?), sendo 20 km no <i>onshore</i> , 10 km para sul sob aluviões e x km (?), para norte também sob aluviões no Mar da Palha
	Descrição	Estrutura complexa, ramificada; zona larga de deformação (~1,3 km); orientação geral N-S, sub-vertical	Estrutura complexa, ramificada; zona larga de deformação (~1,5 km); orientação geral N10-15W, sub-vertical
CINEMÁTICA		Esquerda (reconhecida pelos dados mesoscópicos e inferida pelo campo de tensões actual)	Transpressiva esquerda (inferida pelo campo de tensões actual)
REGISTO SEDIMENTAR MAIS RECENTE	Unidade estratigráfica	Areias de Faro-Quarteira (depósitos detríticos de características fluviais)	Formação de Santa Marta (depósitos detríticos de características fluviais)
	Idade	Pliocénico superior-Plistocénico inferior (?)	Pliocénico (?)
EVIDÊNCIAS DE DEFORMAÇÃO EM AFLORAMENTO	Com a orientação geral da estrutura	Presença de filões detríticos e de algumas falhas (Fig. 1)	Não reconhecidas
	Com outras orientações	Várias estações de observação com falhas e diaclases	Estações de observação com falhas e diaclases (Fig. 2)
EVIDÊNCIAS MORFOLÓGICAS		Não reconhecidas	Relevo alongado, coincidente com a zona de falha e assimetria da drenagem situada junto ao sopé ocidental
SISMICIDADE PROVAVELMENTE ASSOCIADA		Sismo de 1719, intensidade estimada (MM) de X e magnitude de 7,0	Sismo de 1858, intensidade estimada (MM) de IX e magnitude de 7,1



ACCIONES SÍSMICAS EXTREMAS EN EL DISEÑO DE PRESAS EN ESPAÑA: COMPARATIVA ENTRE LA NORMATIVA VIGENTE Y EL POTENCIAL SÍSMICO DE LAS FALLAS CUATERNARIAS ACTIVAS DE IBERIA.

Extreme seismic actions in dams design in Spain: comparison between current regulations and the seismic potential of the Quaternary active faults of Iberia.

D. R. Cárdenas (1), J.M. Insua-Arévalo (1), y J. García-Mayordomo (2)

(1) Dpto. Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense. c/ José Antonio Novais, 2. 28004-Madrid. diego.renato.cardenas@gmail.com, insuarev@geo.ucm.es

(2) Dpto. de Investigación Geocientífica. IGME – Instituto Geológico y Minero de España. C/ La Calera, 1, Tres Cantos, Madrid 28760. Julian.Garcia@igme.es

Resumen: En España existen 604 presas de categoría “A”, las cuales han requerido de un diseño que comprende las principales acciones sísmicas como la aceleración máxima horizontal, incluidas en la NCSE-02. Recientemente ha sido publicada la base de datos de fallas activas QAFI, con lo cual se trata de evaluar en qué medida la normativa vigente integra el potencial sísmico de las fallas activas, comparando el terremoto máximo potencial de cada falla con las acciones sísmicas del Terremoto Extremo de diseño, de esta forma se contrastan los métodos determinista con el probabilista, respectivamente. Utilizando la ecuación de Akkar & Bommer (2010), se ha obtenido la aceleración máxima según la QAFI y es la que se contrasta con la aceleración del Terremoto Extremo, obteniéndose *Ratios* de aceleración, y donde *Ratios*>1, indicarían estimaciones por debajo del potencial sísmico de la QAFI, lo contrario ocurre para *Ratios*<1.

Palabras clave: QAFI, NCSE-02, Terremoto Extremo, aceleración sísmica horizontal máxima.

Abstract: In Spain there are 604 dams classified as category “A”, which have required a design that considers main seismic actions, as the peak ground acceleration included in the NCSE-02 provisions. Recently, the database of active faults QAFI has been published. We aim to evaluate how the current regulations integrate the seismic potential of active faults by comparing the maximum potential earthquake of each fault with the Maximum Safety Earthquake, thus the methods deterministic and probabilistic, are compared respectively. Using the equation of Akkar & Bommer (2010), the maximum acceleration according to the QAFI was obtained and compared to the Maximum Safety Earthquake design action, obtaining a Ratio of acceleration, *Ratios*>1 indicate estimates below the seismic potential the QAFI, the opposite occurs for *Ratios*<1.

Key words: QAFI, NCSE-02, Maximum Safety Earthquake, peak ground acceleration.

Introducción

En España existen 604 presas de categoría “A” (SEPTEM, 2013), para las cuales se precisa de un diseño sísmico que estima en primer lugar la aceleración máxima horizontal. Para obtener esta aceleración no existe una normativa obligatoria, pero sí existen unas guías de buena práctica, (Guías Técnicas de Seguridad de Presas, (GTSP-05) (CNEGP, 2005), en donde los valores de aceleración máxima horizontal se traducen en valores de aceleración de cálculo (a_c) y viene expresada por:

$$a_c = \varepsilon \cdot a_b = \left(\frac{P_R}{500} \right)^{0.40} \cdot a_b \quad [1]$$

donde:

a_b : Aceleración básica, dada en función del valor de la aceleración de la gravedad (g), y que pueden obtenerse del mapa de peligrosidad incluido en la Norma de Construcción Sismorresistente (NCSE-02) (MFOM, 2002).

ε : factor de mayoración

P_R : periodo de retorno en años.

De acuerdo con la NCSE-02 y la GTSP-05, la peligrosidad sísmica en España puede dividirse en tres zonas: baja sismicidad ($a_b < 0.04g$), sismicidad media ($0.04g \leq a_b < 0.13g$) y sismicidad elevada ($a_b \geq 0.13g$) respectivamente. Para zonas de sismicidad elevada la guía recomienda considerar un periodo de retorno de 10.000 años para la acción sísmica de Terremoto Extremo, mientras que para la zona de sismicidad media recomienda periodos de retorno de 3000 a 5000 años.

Recientemente, se ha publicado la Base de Datos de Fallas Activas de Iberia (QAFI) (IGME, 2012), que constituye un repositorio público de información científica sobre fallas con actividad en los últimos 2.59 millones de años (Cuaternario). Esta base de datos contiene un total de 262 registros de fallas activas distribuidas en la Península Ibérica y su entorno. La QAFI presenta valores de magnitud momento máxima, obtenidos a partir de ecuaciones de regresión empíricas mayoritariamente basadas en la longitud de la falla (García-Mayordomo *et al.*, 2012).

En este trabajo se pretende valorar en qué medida la normativa vigente relacionada con el diseño sísmico de las presas de España integra el potencial sísmico de las fallas activas incluidas en la QAFI.

Metodología

Con el objeto de contrastar los valores de aceleración sísmica de cálculo que resultarían para el Terremoto Extremo en las presas de categoría "A" en España de acuerdo a la normativa actualmente vigente, en comparación con el terremoto máximo que resultaría de considerar las fallas de la QAFI v.2.0., se utilizará las trazas de las fallas en formato vectorial, y el inventario de presas de categoría "A" en España. Para su tratamiento se ha utilizado herramientas tipo SIG (Sistema de Información Geográfica), concretamente Quantum Gis y ArcMap.

Asumimos que el terremoto máximo potencial de cada falla puede compararse con el Terremoto Extremo del diseño de presas. De este modo, no se tendrán aquí en cuenta cuestiones sobre la probabilidad de ocurrencia de tales eventos máximos, es decir, se contempla un escenario determinista.

Estimación de la aceleración sísmica en el diseño según la normativa vigente.

Para considerar los rangos de periodo de retorno recomendados en la GTSP-05, y así poder compararlos con los valores de aceleración que se obtendrán de las fallas activas de la QAFI, la zona de sismicidad media, se ha subdividido en dos, diferenciándose tres zonas que presentan sismicidad: media-baja, media-alta y elevada (Fig. 1), a los que se les han asignado sus periodos de retorno y factores de mayoración respectivos, para la acción sísmica de Terremoto Extremo (Tabla 1).

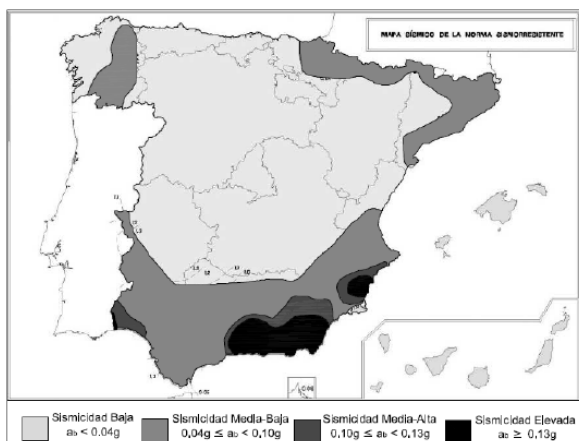


Figura 1. Mapa de distribución de las subdivisiones de las zonas de sismicidad: media-baja, media-alta y elevada. Modificado del mapa sísmico de la NCSE-02.

Categoría Presa	SISMICIDAD		
	Media Baja $0.04g \leq a_b < 0.10g$	Media Alta $0.10g \leq a_b < 0.13g$	Elevada $a_b \geq 0.13g$
A	TP = 1,000 años / $a_c = 1.3 a_b$		
	TE = 3000 años $a_c = 2.0 a_b$	TE = 5000 años $a_c = 2.5 a_b$	TE = 10000 años $a_c = 3.3 a_b$

Tabla 1. Resumen de las acciones sísmicas: periodos de retorno (en años) de los sismos de diseño, y de las aceleraciones de cálculo (componente horizontal). Modificado de Guía Técnica de Seguridad de Presas N° 3 (CNEGP, 2005b).

TP: Terremoto de Proyecto
TE: Terremoto Extremo

a_b : aceleración sísmica básica

a_c : aceleración sísmica de cálculo

2.0, 2.5, 3.3: factores de mayoración en función del periodo de retorno (PR en años) de acuerdo con la ecuación [1].

Estimación de la aceleración sísmica horizontal máxima según la QAFI.

La estimación de la aceleración sísmica en estudios específicos se obtiene a través de ecuaciones de predicción del movimiento del terreno o *groundmotion prediction equations*, estas ecuaciones son probabilistas y dan un valor medio más/menos su desviación estándar. En este estudio vamos a emplear una ecuación de predicción muy usada en la práctica reciente y recomendada en diferentes proyectos: Akkar & Bommer (2010):

$$\log(PGA) = 1.04159 + 0.91333M - 0.08140M^2 + (-2.92728 + 0.28120M)\log\sqrt{R^2 + 7.86638^2} - 0.04189F_N + 0.08015F_R \quad [2]$$

donde:

M : magnitud máxima

R : Distancia a la falla

F_N y F_R : toman el valor de la unidad para fallas normales o inversas respectivamente, en otro caso cero.

En este trabajo se considera que todas las presas de categoría "A", se encuentran cimentadas sobre material tipo roca.

Con la finalidad de hacer un primer filtro de aquellas presas que se pudieran ver afectadas por la acción sísmica de alguna de las fallas contenidas en la QAFI-v.2.0. Se han considerado las acciones sísmicas mínimas que pudieran afectar a una presa según la norma NCSE-02 y la Guía Técnica de Seguridad de Presas (Tabla 1). De este modo se ha estimado, en primer lugar, una aceleración de cálculo horizontal mínima equivalente a:

$$PGA_{\min} = 1.3a_b = 1.3 \cdot 0.04g = 0.052g = 51.012 \frac{cm}{s^2} \quad [3]$$

Con este valor de PGA_{\min} y mediante la utilización de la relación de Akkar & Bommer (2010), y combinándola con la información disponible en la QAFI (magnitud máxima, tipo de falla), se procedió a calcular los valores de las distancias de influencia o la distancia que alcanzan estas aceleraciones horizontales mínimas para cada una de las fallas o segmentos de falla. Con los valores de las distancias obtenidas para cada una de las fallas o segmentos de falla, se realizó un *buffer* o polígono de área que representa la zona en la que se registrarían aceleraciones superiores a la aceleración de cálculo horizontal mínima (0.052g). Sobre estas áreas se superpusieron las presas de categoría "A" (Fig. 2).

De esta manera se han podido seleccionar 154 presas que quedan incluidas dentro de las áreas de influencia de la aceleración PGA_{\min} de 134 fallas activas.

Una vez filtradas las presas y las fallas, se procedió a calcular las distancias mínimas, entre la presa y falla o entre presa y fallas. Posteriormente se calculó la aceleración sísmica horizontal para los distintos pares de presa-falla, la que se denominará aceleración QAFI (PGA_{QAFI}).

Comparación entre las acciones sísmicas de la QAFI (PGA_{QAFI}) y las acciones sísmicas según la normativa vigente.

La a_c para los periodos de retorno de 10000, 5000 o 3000 años (ver Tabla 1) se denomina en este trabajo aceleración de cálculo del Terremoto Extremo (a_{TE}). Los valores de PGA_{QAFI} que resulta para cada presa, son comparados con los valores de a_{TE} , es decir, se compara los dos valores de aceleraciones sísmicas horizontales para una misma presa. Los valores de estas dos aceleraciones son comparados mediante una fracción que se denominará *ratio*, donde el numerador corresponde a la PGA_{QAFI} y el denominador a la a_{TE} (ver ejemplo en Tabla 3). De esta manera, los *ratios* inferiores a 1 indicarían una estimación de la acción sísmica según la normativa vigente por encima de los valores deterministas esperables considerando las fallas incluidas en la QAFI. Por el contrario, los valores de *ratio* mayores de 1, mostrarían estimaciones por debajo del potencial sísmico de las fallas de la QAFI.

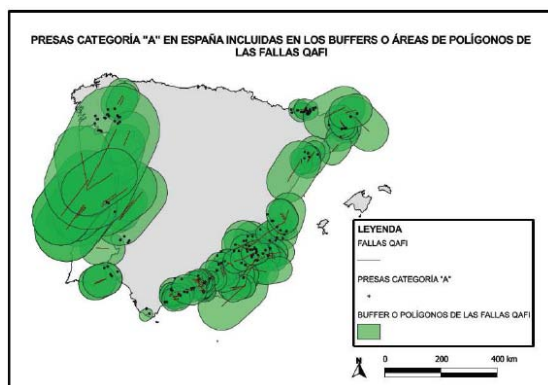


Figura 2. Mapa de presas categoría "A" incluidas en los buffers de aceleraciones horizontales mínimas (PGA_{min}) de las fallas activas de la QAFI.

SISMICIDAD	PRESA	FALLA	DISTANCIA MÍNIMA (km)	PGA_{QAFI}	a_{TE}	RATIO (PGA_{QAFI}/a_{TE})
Media Baja	Boadella	Golfo de Rosas	11.20	0.221	0.18	1.226
Media Alta	Urdiceto	Coronas	26.22	0.074	0.25	0.297
Elevada	Crevillente	Torre vieja	19.95	0.110	0.50	0.223

Tabla 2. Ejemplo de cálculo del *ratio* (PGA_{QAFI}/a_{TE}), entre la aceleración sísmica horizontal máxima QAFI, y la aceleración sísmica de cálculo para Terremoto Extremo siguiendo la NCSE-02 y la GTSP-05, según la zona sísmica acorde a la ubicación geográfica de cada presa (ver Tabla 1). La PGA_{QAFI} es la aceleración máxima en la presa relacionada con una falla de la QAFI. Los valores de la aceleración se dan en unidades de la gravedad (g).

Resultados

La distribución de los valores de los *ratios* (PGA_{QAFI}/a_{TE}), de las 154 presas seleccionadas, y de acuerdo a su zona de sismicidad, se presentan en gráficos de frecuencia acumulada (Figs. 3-6).

Discusión

En primer lugar es necesario aclarar que 140 de las 154 presas seleccionadas fueron diseñadas antes del año 2002, y que las 134 fallas activas seleccionadas e incluidas en la QAFI, han

sidocompiladas a partir del año 2010. Es por esto que, cuando se habla de en qué medida la normativa vigente (NCSE-02) comprende el potencial sísmico de las fallas activas de la QAFI, no se está cuestionando o evaluando el grado de funcionalidad de las acciones sísmicas que viene en la NCSE-02 y la Guía Técnica de Seguridad de Presas (2005), sino que se refiere a una comparación *a priori* de cómo la normativa (que utiliza un método probabilístico), se comporta en relación con los datos recientes de potencial sísmico de las fallas de la QAFI (utilizando un método determinista).

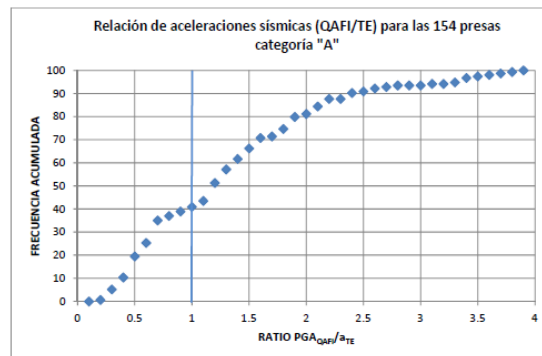


Figura 3. Distribución de frecuencias acumuladas de los valores de los *ratios* de aceleraciones sísmicas (PGA_{QAFI}/a_{TE}), para las 154 presas seleccionadas. El 60% de los valores superan la unidad, (aceleraciones $PGA_{QAFI} > a_{TE}$).

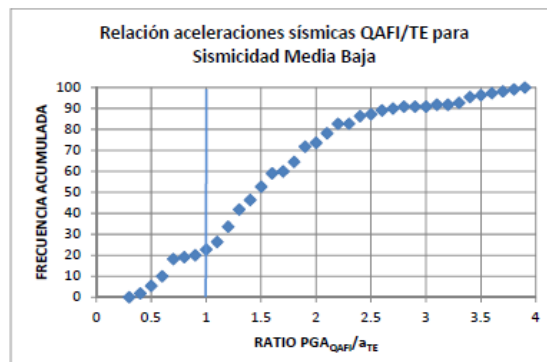


Figura 4. Distribución de frecuencias de los valores de los *ratios* de aceleraciones sísmicas (PGA_{QAFI}/a_{TE}), para 110 presas, que corresponden al 71% de las presas seleccionadas, y que se ubican en zonas de sismicidad media-baja. El 78% de los valores superan la unidad (las aceleraciones $PGA_{QAFI} > a_{TE}$).

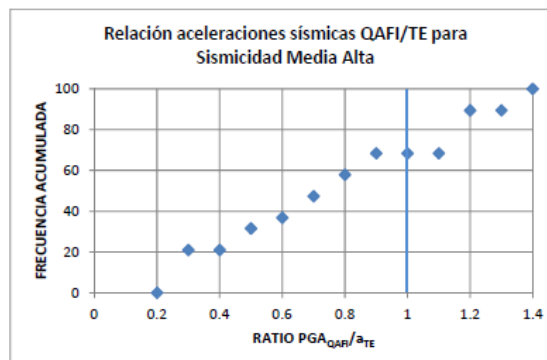


Figura 5. Distribución de frecuencias de los valores de los *ratios* de aceleraciones sísmicas (PGA_{QAFI}/a_{TE}), para 19 presas, que corresponden al 12% de las presas seleccionadas, y que se ubican en zonas de sismicidad media-alta. El 32% de los valores superan la unidad (las aceleraciones $PGA_{QAFI} > a_{TE}$).

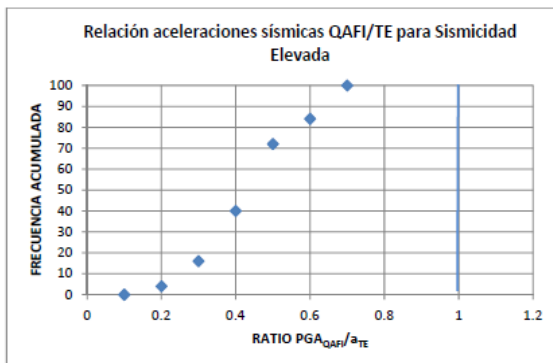


Figura 6. Distribución de frecuencias de los valores de los ratios de aceleraciones sísmicas (PGA_{QAFI}/a_{TE}), para 25 presas, que corresponden al 16% de las presas seleccionadas, y que se ubican en zonas de sismicidad elevada. La totalidad de los valores se encuentran por debajo de la unidad, las aceleraciones $PGA_{QAFI} < a_{TE}$.

Son 87 fallas las que controlan la peligrosidad para el Terremoto Extremo, de las cuales, las 12 fallas con mayor peligrosidad, se muestran en la Fig. 7. Cada una de estas 12 fallas, son las que con mayor frecuencia, o un mayor número de veces han determinado que para una presa cualquiera, su PGA_{QAFI} sea mayor que la a_{TE} , es decir que el ratio (PGA_{QAFI}/a_{TE}) > 1 . Las fallas Penacova-Régua-Verín y North Maladeta-(2/2), generan ratios > 1 , 17 y 16 veces respectivamente. Es destacable que la falla Penacova-Régua-Verín, que se encuentra en territorio portugués, tiene la particularidad de que presenta una de las mayores magnitudes máximas (7.9) según la QAFI. Este hecho determina su enorme radio de acción, por lo que el número de presas afectadas es tan elevado en su entorno. La falla North Maladeta-(2/2), por el contrario, no destaca por su elevado potencial sísmico, sino por la cercanía en la ubicación de un número elevado de presas localizadas en su entorno más inmediato (noreste de España).

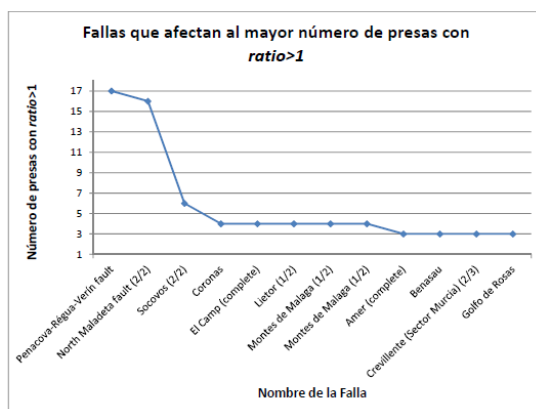


Figura 7. Número de veces (frecuencia) con la que una misma falla afecta a una presa cualquiera con ratio > 1 .

Conclusiones

En este ejercicio se han identificado 62 presas, aproximadamente un 40% de las 154 de categoría "A" que hay en España ubicadas en zona sísmica, en las cuales la aceleración del Terremoto Extremo (a_{TE}) calculado de acuerdo a normativa vigente resulta inferior a la aceleración del terremoto determinista procedente de las fallas de la base de datos QAFI (PGA_{QAFI}). Esta situación, $PGA_{QAFI}/a_{TE} > 1$, puede interpretarse como que el potencial sísmico de fallas activas no está integrado en los cálculos de su diseño.

Este desajuste entre normativa y potencial sísmico de fallas se concentra principalmente en presas ubicadas en zonas de sismicidad media-baja, donde 85 presas, equivalente al 14% de la totalidad de presas categoría "A", superan el valor de uno para el ratio comparativo PGA_{QAFI}/a_{TE} .

Sin embargo, de las presas ubicadas en zona de sismicidad alta, todas presentan un ratio $PGA_{QAFI}/a_{TE} < 1$, y de las ubicadas en zona media-alta, la gran mayoría (68%). Si consideramos entonces que en el diseño sísmico de muchas de estas presas no se consideró el potencial sísmico de fallas activas, ni siquiera de un modo determinista, podría entonces decirse que la aplicación directa de la NCSE-02 para la estimación del Terremoto Extremo arroja, en general, resultados aparentemente conservadores (ratios menores de 1) en zonas de sismicidad alta y media-alta.

Referencias Bibliográficas

- Akkar, S., Bommer, J. (2010). Empirical equations for the prediction of PGA, PGV, and Spectral Accelerations in Europe, the Mediterranean Region, and the Middle East. *Seismological Research Letters*. **81** (2): 195-206.
- Comité Nacional Español de Grandes Presas (CNEGP), (2005a). *Guía Técnica de Seguridad de Presas N° 1: Seguridad de Presas*. 1: 59-66.
- Comité Nacional Español de Grandes Presas (CNEGP), (2005b). *Guía Técnica de Seguridad de Presas N° 3: Estudios Geológico-geotécnicos y de Prospección de materiales*. 1: 69-90.
- García-Mayordomo J., Insua-Arévalo, J.M., Martínez-Díaz, J.J., Jiménez-Díaz, A., Martín-Banda, R., Martín-Alfageme, S., Álvarez-Gómez, J.A., Rodríguez-Peces, M., Pérez-López, R., Rodríguez-Pascua, M.A., Masana, E., Perea, H., Martín-González, F., Giner-Robles, J., Nemser, E.S., Cabral, J., And QAFI Compilers. (2012). The Quaternary Active Faults DataBase of Iberia (QAFI v.2.0). *Journal of Iberian Geology*. **38**(1): 285-302.
- IGME (2012). *QAFI: Quaternary Active Faults Database of Iberia*. Accessed June 2013 from IGME web site: <http://www.igme.es/infoigme/aplicaciones/QAFI/>
- Ministerio de Fomento (MFOM) (2002). *Norma de Construcción Sismorresistente: Parte general y edificación (NCSE-02)*. 94 pp. Madrid.
- Sociedad Española de Presas y Embalses (2012) SEPREM: *Inventario de Presas*. Accessed February 2013 from SEPREM website: <http://www.seprems.es/presas.php>



PROPOSAL OF A CLASSIFICATION SCHEME FOR RATING THE CREDIBILITY OF FAULT SEISMIC PARAMETERS IN ACTIVE FAULTS DATABASES

Propuesta de un sistema de clasificación para ponderar la credibilidad de los parámetros sísmicos de falla en bases de datos de fallas activas

J. García-Mayordomo (1), J. Cabral (2), R. Martín-Banda (3), J.M. Insua-Arévalo (3), J.A. Álvarez-Gómez (3), J. Martínez-Díaz (3,4), C. Moniz (5) and R. Dias (5)

- (1) Instituto Geológico y Minero de España. c/ La Calera, 1. Tres Cantos, 28760 Madrid. julian.garcia@igme.es
(2) Dpto. de Geologia, F. de Ciências da Universidade de Lisboa, Edifício C6. Campo Grande, 1749-016 Lisboa. jcabral@fc.ul.pt
(3) Dpto. de Geodinámica, F. de CC. Geológicas, U. Complutense de Madrid. c/ José Antonio Novais, 2, 28004 Madrid. raquem08@ucm.es; insuarev@geo.ucm.es; jaalvare@geo.ucm.es; jmdiaz@geo.ucm.es
(4) Instituto de Geociencias IGEO (UCM,CSIC), c/ Jose Antonio Novais, 2, 28040 Madrid. jmdiaz@geo.ucm.es
(5) Laboratório de Geologia e Minas (LGM) - Laboratório Nacional de Energia e Geologia, I.P. Estrada da Portela, Bairro do Zambujal – Alfragide Apartado 7586 - 2610-999 Amadora. catarina.moniz@lneg.pt; ruben.dias@lneg.pt

Abstract: Rating the credibility of fault seismic parameters (maximum magnitude, average recurrence period) is an increasing demand from seismic hazard analysts and seismic engineers which make use of national-scale active fault databases for their projects. We proposed that the credibility of fault seismic parameters should be based on the reliability of the geological observations from which these are eventually derived. We present a classification scheme of the significance of the Quaternary activity evidence of a fault and of the explicitness of its slip rate calculation, as these are presented in literature. Based on this classification, three levels of increasing credibility of maximum magnitude and average recurrence period of a fault are proposed with the aim to become standard criteria in the forthcoming revision and updating of the Quaternary Active Faults Database of Iberia (QAFI).

Key words: Active Fault Database, QAFI, Maximum magnitude, Recurrence period, Seismic hazard.

Introduction

The creation of active faults databases is nowadays a common practice in many national geological services. The knowledge about the location and activity degree of faults is crucial for seismic hazard and risk assessment, as well as for anthropic activities that involve changing the natural stress-state in the crust: water reservoirs, gas underground storage, fracking, etc. The importance of active faults is a matter of concern in modern seismic code provisions, as for example in Eurocode-8, where a national active fault catalogue is referred to for an appropriate following of the provisions.

However, building an active fault database for widespread usage requires common and standard procedures. A main issue is the unresolved question of the definition of active fault, which varies widely from a geological to an engineering point of view. We can thus consider then two end members: for the geological approach fault activity concerns all faults optimally oriented to the current stress regime (that may involve a few million years back) while for the engineer view only those faults considered to be capable of producing earthquakes in the short-term life of structures are assumed active (which may mean only faults active in the last few thousand years). When we designed the QAFI database four years ago (García-Mayordomo et al., 2012), we decided to set a time cut-off at the Quaternary period (last 2.56 ma), as this would include most of the

geologically active faults as well as all the potentially active faults that should concern seismic engineering.

Populating an active faults database is also a complex matter, particularly in countries with relatively low strain rates. It is not just because the available information on Quaternary activity varies broadly from fault to fault; it is also because the relevance of the observations, the accuracy of the measurements and, eventually, the determination of seismic parameters that may be later used by seismic hazard analysts are also very unbalanced from fault to fault. In the four years that QAFI has been available to the general public, we have experienced an increasing demand for classifying somehow the activity of the faults and the reliability of their associated seismic parameters.

To our current knowledge there is not yet a standard procedure for rating the “quality” of the information available about a fault based on published geological observations, whether these come from regional mapping interpretation or detailed field studies. Furthermore, there is not a standard procedure for rating the credibility of the seismic parameters that are derived from those geological observations. We shall share here with the rest of the Iberian community the outcome of the different discussions that we have come across in the last four years of use of the QAFI and, particularly, in the current year, when the works for updating QAFI to version 3 started and are still ongoing.

We present in this paper a tentative classification scheme for the records that build the QAFI database, and that we believe to be inspiring for other comparable fault-databases in the world. Our classification scheme is based, firstly, in rating the **significance** of the Quaternary activity evidence of the fault; we followed then with rating the **explicitness** of the calculation of the fault slip rate. Based on these two ratings, the **credibility** of the fault-seismic parameters are objectively appointed, namely maximum magnitude and average recurrence period.

Finally, it is convenient to highlight that the aim of our classification is far from rating the quality of other's people work. The quality of the work is taken for granted, as we assume that at least it reached the minimum standards of the peer-reviewed journal where the information was published. We pursue a classification scheme as much objective and straightforward as possible, especially when rating the seismic parameters of the fault.

Rating the significance of Quaternary activity evidence (QE)

The significance of Quaternary activity evidence (QE) is rated in three increasing levels of accumulated evidence: C_{QE}, B_{QE} and A_{QE}. Differentiation among levels is based, basically, on the scale of the observations and detail involved in obtaining the observations.

Level C_{QE} encompasses the less significant evidence. These are inferred from regional scale observations of the fault trace, from interpretation of general geological maps or broad range geophysical methods, to digital terrain models (DTM). At this level, there is usually a lack of field work focused on demonstrating these inferred evidences. Quaternary geochronology is usually only known in broad relative terms as generic Quaternary, or may be in the three stages of the Quaternary Period (Upper Pleistocene, etc.). Similarly, Quaternary landforms or deposits are mapped in broad units: terraces, alluvial fans, etc.). Numeric dating of certain deposits usually lacks or they are very scarce. An example of Level C_{QE} observations is summarized in Table 1.

Level B_{QE} assigns faults that, having Level C_{QE} evidences, they have additional observations from larger scale works, and may be some field work. Quaternary geochronology is better constrained, although numeric dating of relevant formations may be still lacking. The arrangement of Quaternary formations is known more precisely and there is a differentiation of phases or stages inside generic landforms (eg., differentiation of generations of alluvial fans, terraces,...) (Table 1).

Level A_{QE} faults are those that having Level B_{QE} (and C_{QE}) evidences, they also have observations obtained from field work. In general, Level A_{QE} evidences are gained after intensive work at the office (eg., photo-interpretation, DTM analysis,...) followed by field work focused on confirming the evidence (Table 1). Level A_{QE} observations evidence the activity of the fault as a major controlling agent of Quaternary landforms or sedimentation, as for

example fault scarps offsetting Quaternary deposits. Numeric Quaternary geochronology may still be lacking, but the refinement reached on the definition of the geomorphic units permits a reliable approximation to their age based on relative spatial associations or inferred from other similar units in the area.

Finally, it is important to consider that the evidence of Quaternary activity of a fault commonly varies along its trace, and so it can be rated differently from section to section. The variation of the significance of the evidence sometimes simply reflects a lack of available published information. Otherwise, this variation could be due to natural erosion/sedimentation processes or even anthropogenic activities that blur the evidence at some parts. A common case is the differentiation of fault-segments based on contrasting activity; in that case QE rating should be applied differently to each segment. It is convenient then, that the QE rating considers also the representativeness of the evidence along the trace. To do so, the QE classification level is followed by a "+" or "-" sign. For example, a fault rated A_{QE} would mean that at least in one section along the fault-trace, level A_{QE} evidence has been documented. On the contrary, A_{QE}⁺ means that the fault shows documented QE consistently along all its trace or most of it. The same procedure can be followed for QE levels B or C.

LEVEL C: Observations just based on:
-Interpretations from regional-scale geological maps (1/100.000 or smaller)
-Interpretations from geophysical methods at a regional scale
-Topographic or DTM anomalies at a regional scale (lineaments, scarps,...)
-Drainage network anomalies at a regional scale (deflections, captures,...)
LEVEL B: Additional observations based on:
-Interpretations from detailed-scale geological maps (1/50.000 or larger)
-Interpretations from geophysical methods at detailed scale
-Geomorphic indexes indicating recent activity
-Drainage network anomalies (fault-aligned deflections, beheaded valleys, longitudinal profiles, differential dissection, captures,...)
-Landforms anomalies (ridges along fault trace, faceted spurs,...)
LEVEL A: Additional observations from field work:
-Fault scarp controlling Quaternary geomorphic landforms
-Fault offsetting or folding Quaternary deposits at surface or subsurface (from geophysical methods)

Table 1. Tentative classification of Quaternary activity evidence in three levels of increasing significance.

Rating the explicitness of slip rate calculation (SR)

We consider here the two basic parameters for a slip rate calculation: displacement and age. The accuracy of constraining the two parameters would lead to the classification of the slip rate estimation in three increasing levels of explicitness: C, B and A.

Level C_{SR} corresponds to a slip rate estimation based on the displacement of a marker measured from the interpretation of large scale cartography or DTMs;

while age control of the marker is assumed to correspond to the generic Quaternary Period or its stages (eg., 125 ka Upper Pleistocene). Level C_{SR} slip rates are broad approximations that usually lack direct observation of the slip vector and dip of the fault, and it may be assumed from generic considerations on the general kinematics of the fault (eg., a rake of -90° for a 60° dip normal fault). Hence, at Level C_{SR}, slip rates are usually quoted either as vertical or horizontal slip rates. The uncertainty of the estimation is very large depending generally on the broad controlling-age considered.

A level B_{SR} corresponds to an estimation where one of the basic parameters, displacement or age, are well constrained. Displacement of the marker may be measured from the interpretation of large scale cartography after some field work; and age may be controlled by numeric dating of the marker or by association to similar formations dated in the area. The slip vector of the fault and/or its dip are also better constrained than in Level C_{SR}; a net slip rate is usually estimated additionally to the vertical/horizontal components. Uncertainties can still be very large, but the range of maximum and minimum values is better constrained than in Level C_{SR} estimations. Typically, contrasting slip rate values are obtained when considering different hypothesis on the displacement and age of the marker.

Level A_{SR} describes slip rate estimations where both displacement and age-control are constrained by measurements at outcrop scale or inferred on field observations and age obtained from numeric dating methods or inferred from them. There is also a good knowledge on the true slip-vector and dip of the fault, and accordingly net slip rate values are obtained. Uncertainties in the estimation can be large, but these are mostly in relation to the accuracy of the dating results and its interpretation in relation to the true age of the marker. Uncertainties are usually quoted as standard deviations, or by similar statistical parameters (eg., mean error). Age and displacement are clearly stated in a way that an external reviewer could reach the same values as in the published information. Typically, there is a discussion on the variation of slip rate for different time periods.

Rating the credibility of fault-seismic parameters

Rating the credibility of seismic-fault parameters must come after QE and SR have been previously rated. This rating also accounts for three increasing levels of credibility: (D), C, B and A.

Maximum magnitude (MM): maximum magnitude is an important parameter in hazard calculations that accounts for the seismic potential of active faults. MM can be used to assess the upper bound of Gutenberg-Richter relations in seismogenic zones, to characterize the fault as an independent seismogenic source following a characteristic or maximum magnitude model (Schwartz and Coppersmith, 1984; Wesnowsky, 1986), or in a Luco and Anderson (1983; Bungum, 2007) model to constrain the maximum seismic moment budget of the fault.

A credible MM value of a fault should be based primarily in the significance of its quaternary activity

evidence (QE). In this sense, a higher or lower credible MM would come either from a Level A⁺_{QE} or C_{QE}, respectively. Hence, we propose a straightforward determination of the credibility of MM based on the QE level of the fault. Furthermore, a MM value always comes from an estimation affected by uncertainty, and this should be always properly accounted for. This is a crucial matter in modern seismic hazard analysis, and so the credibility level of MM estimation should obligatory account for the sources of uncertainty.

A level A maximum magnitude estimation (A_{MM}) is assigned only when both the QE of the fault has been rated A⁺_{QE} (i.e., the activity of the fault is well constrained and consistent along its trace, hence, the occurrence of earthquakes that ruptured all the fault/segment trace is very plausible) (Table 2) and the uncertainty in the MM estimation procedure has been analyzed from at least the following issues: 1) variation of displacement per event at outcrop scale, 2) variation of rupture parameters (length, width, depth) and, 3) variation of the value drawn from different empirical equations suitable to the type of faulting and tectonic environment. A level A_{MM} typically comes from published information that discuss possible segmentation of the fault based on slip rate variations, geometry variations or other related issues. Based on the data and discussion, the authors may prefer a particular MM value to other, but this is always clearly stated in a way that an external reviewer can reach the same value and its associated uncertainty, expressed either by a range of maximum and minimum values or by a statistical parameter as standard deviation.

A B_{MM} level comes from a fault whose QE is either A⁻ or B⁺ (Table 2) and uncertainties have been analyzed for both the variation of rupture parameters (length, width, depth) and the variation of the value drawn from different empirical equations suitable to the type of faulting and tectonic environment. Typically, an external reviewer is able to reach at least the same MM value proposed by the authors based on the data stated in the published information.

A C_{MM} level comes from a fault whose QE is either B⁻ or C (Table 2) and the MM estimation considers at least the uncertainties from the use of magnitude scale empirical equations.

An additional D_{MM} level could be considered in this scheme to rate MM values derived from fault information that lacks sufficient data to pursue the estimation procedure and/or any source of uncertainty is considered.

Average recurrence period (RP): recurrence period of maximum earthquakes is a crucial parameter for modeling the seismogenic potential of a fault in the characteristic or maximum magnitude models. Its estimation may be based on paleoseismic observations or may be derived from slip rate and maximum magnitude through the well-known equations of Aki (1966) and Hanks and Kanamori (1979).

We propose to base the credibility of RP directly from both the credibility of MM estimation and slip rate (SR) estimation. Similarly to MM, uncertainties are

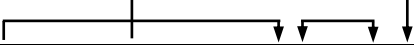
also crucial here and it is compulsory to account for them in order to reach a high credibility level.

A level **A_{RP}** is conceded only when both MM estimation has been rated A (i.e., the occurrence of earthquakes that ruptured all the fault/segment trace is very plausible) (Table 2) and the explicitness of its SR estimation is also rated the highest (**A_{SR}**). Additionally, uncertainty should be analyzed both from epistemic and aleatory sources. The former refers to account for, at least, the possibility that maximum events happened clustered in time, and for the consistency between the size of maximum events derived from single-event displacements in the field and the maximum rupture dimensions of the fault. The aleatory source refers to account for variations in the number of possible events in a time period, which has also an associated error in relation to the numeric dating results and their interpretation. Based on the data and discussion, the authors may prefer a particular RP value to other, but this is always clearly stated in the paper so an external reviewer can reach to the same value. The uncertainty of RP has to be quoted in a range (maximum to minimum possible values) or using a statistical parameter as standard deviation or mean average error.

Level **B_{RP}** comes from a fault with MM rated B and SR rated A or B (Table 2). At least the aleatory source of uncertainty should be analyzed (see above for an explanation), and quoted in a range (maximum to minimum possible values) or using a statistical parameter as standard deviation or mean average error.

Level **C_{RP}** comes from a fault with MM rated C and SR rated B or C (**A_{SR}** is not considered here as it would be unrealistic that a **C_{MM}** level, which comes from a **B_{QE}** or **C_{QE}** fault, could have that high level of SR explicitness) (Table 2). The RP estimation here is highly interpretative, but tentative bounds of the range of uncertainty in the preferred value/s should be shown in the information.

An additional **D_{RP}** level could be considered in this scheme to rate RP values derived from fault information that lacks sufficient data to pursue the estimation procedure and/or any source of uncertainty is considered.



Quaternary evidence significance (QE)	Slip Rate calculation explicitness (SR)	Max. Magnitude credibility (MM)	Average Recurrence P. credibility (RP)
A+	A	A	A
A-	A / B	B	B
B+	A / B		
B-	B / C	C	C
C	C		

Table 2. Resulting relations between possible levels of QE and SR, to credibility levels of MM and RP. The arrows on top show the connection among parameters.

Conclusions and prospects for future work

We have presented a tentative scheme for the classification of the significance of Quaternary activity

evidence (QA) and the explicitness of slip rate estimation (SR) to be used in the QAFI v.3 database for rating subsequently, and accordingly, the credibility of fault-seismic parameters crucial in seismic hazard analyses (maximum magnitude and average recurrence period).

We propose that rating the credibility of fault-seismic parameters should be strongly based on the reliability of the geological information used to constrain them. Rating the credibility of fault-seismic parameters should be straightforward to the compiler of the data, assuring in this way the objectiveness in the assignment at the most.

Even though our main aim is to produce a practical approach to be used by the compiler as automatically as possible, we are aware that the best product will always come from a consensus among the community of Earth Science researchers. In this sense, we believe Iberfault-2014 is an excellent arena for discussion and agreement and, hopefully, will lead to an improvement of the scheme presented here, particularly at the classification of Quaternary evidence (Table 1).

We are also aware that few questions remain open in our scheme, namely, the consideration of instrumental and historical earthquakes and its likely relation to the fault; quoting the type of active-fault accordingly to the parameters specifically considered in seismic provisions of engineering structures (dams, bridges, pipe-lines, etc.).

And, finally, a very important question, at least for the QAFI v.3 database: should the value of fault-seismic parameters be directly taken from the source (publication) or should it be re-estimated by the compiler following a standard procedure?

Acknowledgments: This research is supported by SISMOGEN Project (IGME, 2279).

Referencias bibliográficas

- Anderson, J.G. & Luco, J.E. (1983) Consequences of slip rate constants on earthquake recurrence relations. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 73, 471-496.
- Aki, K. (1966). Estimation of earthquake movement, release energy, and stress-strain drop from G waves spectrum. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 44, 23-88.
- Bungum, H. (2007) Numerical modelling of fault activities. *Computers & Geosciences*, 33, 808-820.
- García-Mayordomo, J., J.M. Insua-Arévalo, J.J. Martínez-Díaz, et al. The Quaternary Active Faults Database of Iberia (QAFI v.2.0). *Journal of Iberian Geology*, 38(1), 285-302.
- Hanks, T.C. & Kanamori, H. (1979). A moment-magnitude scale. *Journal of Geophysical Research*, 84, 2348-2350.
- Schwartz, D.P. & Coppersmith, K.J. (1984). Fault behavior and characteristic earthquakes: examples from the Wasatch and San Andreas Fault Zones. *Journal of Geophysical Research*, 89(B7), 5681-5698.
- Wesnowsky, S.G. (1986). Earthquakes, Quaternary faults, and seismic hazard in California. *Journal of Geophysical Research*, 91(B12), 12587-12631.



ORGANIZAN



PATROCINAN



I
b
e
r
f
a
u
l
t